

QE
1
I6
1948c
v.14

SCIENCE

WAREHOUSE

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS

REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION
GREAT BRITAIN 1948



PART XIV

14

PROCEEDINGS OF THE
ASSOCIATION DES
SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

LONDON
1951

UNIVERSITY OF ILLINOIS AT
CHICAGO CIRCLE
801 SO. MORGAN
CHICAGO, IL. 60607

INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS //

REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION
GREAT BRITAIN 1948 /

General Editor: A. J. Butler

QE
I
I6
1948c
V. 14
SCIENCE



PART XIV

PROCEEDINGS OF THE
ASSOCIATION DES
SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Edited by
K. S. SANDFORD and F. BLONDEL

LONDON
1951

In 1946 the Executive Committee for the Eighteenth Session of the International Geological Congress decided, following a suggestion by Dr. K. S. Sandford, that the Session would be an appropriate occasion to attempt a general review of the progress of recent geological research in Africa. M. F. Blondel, Secretary of the Association des Services géologiques africains, readily agreed that this could best be achieved by means of a series of open meetings of the Association. All geologists interested in African geology were invited to attend and to contribute to these meetings. The preparatory work for the meetings was carried out by Dr. Sandford and M. Blondel in collaboration with the Officers of the Session. Dr. F. Dixey, President of the Association, took the chair. M. Blondel, as Secretary, prepared an account of the general proceedings which was published in French in *La Chronique des Mines Coloniales*, No. 147, 1948, and is repeated in English in Section I of the present volume.

The volume as a whole has been jointly edited by Dr. Sandford and M. Blondel. Its publication has been assisted by donations from the Governments of Gambia, Gold Coast, Kenya, Nigeria, Northern Rhodesia, Nyasaland, Sierra Leone, Southern Rhodesia, Tanganyika Territory, Uganda, and The Union of South Africa. The Executive Committee expresses its gratitude to these Governments.

A. J. Butler.

Contents

	PAGE
1. General Proceedings : including reports of discussions which followed the presentation of various regional notes and syntheses and other papers.....	6
Annexe I. Commission for the International Geological Map of Africa.....	25
Annexe II. Resolution concerning the division of the African Pleistocene.....	27
Annexe III. Resolution concerning the study of Stromatolites.....	27
Annexe IV. Resolution concerning the Kalahari System.....	27
 2. Regional Notes and Syntheses:—	
North Africa—Asia Minor	
BLONDEL, F. Les Travaux géologiques de L. Dubertret en Syrie et au Liban.....	28
CHUBERT, G. Note sur la Géologie de l'Anti-Atlas.....	29
DESIO, A. Cenno Riassuntivo sulla Costituzione Geologica della Libia.....	47
FARIS, M. I. Note on the Structural and Stratigraphical Features of Egypt.....	54
MENCHIKOFF, N. La Paléogéographie saharienne aux temps paléozoïques.....	54
QUENNELL, A. M. Notes on a new Geological Map of Trans-Jordan.....	55
 West Africa	
ARNAUD, G. Sur les acquisitions nouvelles de la Géologie en Afrique occidentale française depuis 1940.....	56
DIXEY, F., and WILLBOURN, E. S. The Geology of the British African Colonies. (See under "Central and East Africa.").....	87
 Central and East Africa	
CAHEN, L., and LEPERSONNE, J. Esquisse de la Géologie du Congo Belge.....	61
DA COSTA, J. CARRINGTON. Notes on the Stratigraphy and Tectonics of Portuguese Guinea	84
DIXEY, F., and WILLBOURN, E. S. The Geology of the British African Colonies.....	87
DUBOIS, G. Carte géologique du Katanga méridional.....	110
MACGREGOR, A. M. A comparison of the Geology of Northern and Southern Rhodesia and adjoining territories.....	111
MOUTA, F. Carte géologique de l'Angola.....	118
NICKLÈS, M. Notice géologique de l'Afrique équatoriale française et du Cameroun.....	131
 South Africa and Madagascar	
HAUGHTON, S. H. The Stratigraphical Succession in the Richtersveld, Namaqualand...	142
LENOBLE, A. Notice géologique de Madagascar.....	143
 3. Personal Communications:—	
French North Africa	
DELEAU, P. C. Le Crétacé dans le Tell constantinois et ses variations brusques de faciès	153
DE LOCZY, L. Sur le problème du Trias-salifère et sur l'existence du Trias-alpin dans la partie septentrionale du Maroc	164
RICHARD, MARGUERITE. Les glissements de terrains dans la zone de Saint-Raphael à Alger	175

CASTANY, G. *Applications des méthodes de prospection électriques à un problème particulier en Tunisie: les Seuils hydrauliques.....	175
CASTANY, G. *Les fosses quaternaires d'effondrement de Tunisie.....	176
CHOUBERT, G. *La limite du Pliocène et du Quaternaire au Maroc.....	176
GAUTIER, M. *Hydrogéologie—Le Bassin fermé du Chott Chergui.....	177
GAUTIER, M. *Barrage de Beni-Bahdel (Oran): étanchement de la fondation de l'évacuateur de crues.....	177
JOURAVSKY, G., PERMINGEAT, F., BOULADON, J., and AGARD, J. *Deux types de gisements de Plomb au Maroc français.....	178
SAINFELD, P. *Les Gisements de Plomb et de Zinc en Tunisie.....	178
Tripolitania, Libya, Egypt, Anglo-Egyptian Sudan	
COGGI, L. Stratigrafia del Trias della Tripolitania settentrionale.....	179
SANDFORD, K. S. The stratigraphical position of the Nubian Series.....	180
ATTIA, M. I. *The Geology of Iron Ore Deposits of Egypt	181
DESIO, A. *Le condizioni geologico-petrolifere della Libia.....	181
DESIO, A. *Le condizioni della Libia fra il Pliocene ed il Quaternario.....	182
West Africa	
MONOD, TH. Présentation d'un croquis géologique de l'Adrar de Mauritanie au 1 : 500.000.....	183
ROQUES, M. Présentation d'un mémoire sur le "Précambrien de l'Afrique Occidentale Française"	184
BREUSSE, J. J. *La Prospection électrique appliquée aux recherches hydrologiques dans la presqu'île de Dakar (A.O.F.).....	184
MACKAY, R. A. *The Lead and Zinc Veins in the Lower Cretaceous of Nigeria.....	185
TORRES, A. SOUSA. *Une formation phosphatée à Bissau (Guinée portugaise).....	185
Cape Verde Islands	
BEBIANO, J. BACELLAR, and SOARES, J. M. PIRES. Note on some Senonian Fossils from São Nicolau Island (Cape Verde Islands).....	186
East Africa	
COELHO, A. V. T. PINTO. A brief Contribution to the Study of the Magnetite Ore Deposits of Rud (Milange), Portuguese East Africa.....	190
COELHO, A. V. T. Pinto, and BRAK-LAMY, J. A. N. General Features of the "Brown Granites" of Portuguese East Africa.....	191
DESIO, A. La Geologia dell'Africa Orientale di G. Dainelli.....	192
GORTANI, M. Risultati di una spedizione geologica nella Dancalia meridionale e sugli altipiani di Harrar e di Giggiga (1936-37 e 1937-38).....	193
MCCONNELL, R. B. Rift and Shield Structure in East Africa.....	199
MCNAUGHTON, J. H. M. Correlation of the pre-Karoo formations of Northern Rhodesia with those of Southern Rhodesia and East Africa.....	208
SHACKLETON, R. M. A Review of some recent work in the Rift Valleys of Kenya.....	213
TEIXEIRA, C. Present state of our knowledge concerning the Palaeontology of the Karroo of Portuguese Africa.....	214
USONI, L. Il Giacimento di Stagno di Magiajan (Migiurtinia: Somalia Settentrionale)	218
USONI, L. I Giacimenti di Rame dell'Eritrea	222

* Abstracts of papers published in abstract or in full in other Parts of the Report.

USONI, L. Su alcuni Giacimenti alluvionali auriferi dell'Etiopia.....	223
ARAMBOURG, C. *Les limites et les corrélations du Quaternaire africain.....	223
LEAKEY, L. S. B. *Lower limit of the Pleistocene in Africa.....	224
DE LA VALLÉE POUSSIN, J., and McCONNELL, R. B. *The Mpanda Mineral Field of Western Tanganyika	224

Central Africa

DE ANDRADE, C. FREIRE. Contribution to the Geology of Northern Lunda-Angola	225
DE ANDRADE, M. M. Las Rocas Espiliticas del Alto Zambeze	231
BEBIANO, J. B., DE ANDRADE, M. M., TEIXEIRA, C., and LANE, E. S. Contribution to the Geology of the Asphaltic-Coal Deposits of Angola and their characteristics...	236
CORIN, F. Contribution to the Geology of the Basement Complex of the Lower Belgian Congo.....	240
VAN DOORNINCK, N. H. On the importance of suppressing the name "Kundelungu" as a stratigraphical term and on some other unsuitable names in the stratigraphy of the Katanga, Belgian Congo.....	242
GÉRARD FRÈRES and HUGÉ, J. Études géologiques dans l'Ubangi.....	247
HOLMES, A. The Sequence of Pre-Cambrian Orogenic Belts in South and Central Africa.....	254
MOUTA, F., and CAHEN, L. Le Karroo du Congo Belge et de l'Angola.....	270
MOUTA, F., and DE ANDRADE, M. M. Les intrusions de dolérites dans le Karroo de l'Est de l'Angola	281
THOREAU, J. Pegmatites et Minéralisations connexes du Congo Belge oriental et du Ruanda-Urundi.....	282
VASCONCELOS, P. Sur la découverte d'algues fossiles dans les terrains anciens de l'Angola.....	288
VASCONCELOS, P. La géologie des systèmes anciens dans le nord-ouest de l'Angola...	293
VASCONCELOS, P. La géologie générale du Haut Zambèze.....	294
DE MAGNÉE, I. *Délimitation géo-électrique du premier pipe de Kimberlite découvert dans les champs diamantifères du Kasai (Congo Belge).....	294

South Africa

FROST, A., and WEISS, O. *Geological Results of Geophysical Prospecting in the Discovery of the Odendaalsrust Goldfields in the Orange Free State of the Union of South Africa.....	295
WEISS, O., and FROST, A. *Geological Results of Geophysical Prospecting for Water on the new Goldfields of the Orange Free State of the Union of South Africa.....	295

Madagascar

BESAIRIE, H. Note sur le massif cristallin ancien de Madagascar.....	296
--	-----

1—GENERAL PROCEEDINGS

Including reports of discussions which followed the presentation of various regional notes and syntheses and other papers.

ASSOCIATION OF AFRICAN GEOLOGICAL SURVEYS

THE Association of African Geological Surveys, which is a Sub-Commission of the International Geological Congress, met in London in August, 1948, during the Eighteenth Session.

The Association held four meetings:—

Wednesday, August 25th, at 2 p.m.

Friday, August 27th, at 2 p.m.

Saturday, August 28th, at 2 p.m.

Monday, August 30th, at 9-30 a.m.

The report of the proceedings of these meetings follows.

All the geological surveys of Africa were represented at these meetings, which were very well attended.

Fifty-three members spoke during the course of 109 papers and discussions; 50 notes were presented for insertion in the Report of the Session.

I. ELECTION OF THE BUREAU OF THE ASSOCIATION

Sir EDWARD BAILEY was elected Honorary President of the Association.

Dr. F. DIXEY was elected President.

Monsieur F. BLONDEL was re-elected as Secretary.

II. COMMISSION FOR THE INTERNATIONAL GEOLOGICAL MAP OF AFRICA

The first part of the meeting on August 25th was reserved for the Commission for the International Geological Map of Africa. An account of the proceedings is given in Part I of the Report, pp. 208-210.

III. PROPOSAL FOR THE PREPARATION OF A TECTONIC MAP AND A MAP OF THE MINERAL DEPOSITS OF AFRICA

(Meeting on August 27th)

N. R. JUNNER (Great Britain, formerly British West Africa) suggested that in order to facilitate the work of geologists interested in the regional geology and the mineral resources of Africa, it would be very convenient to have available a tectonic map and a mining map of Africa. He accordingly put to the meeting the proposal that a tectonic map of Africa and a map showing the mineral resources of Africa should be put in hand. In view of the excellent work done by M. Blondel and his colleagues in the preparation of the sheets of the international map of Africa, he suggested, subject to the approval of the members of the Association, that M. Blondel should be asked if he would kindly undertake the making of these maps.

F. BLONDEL (Secretary) expressed his thanks for the honour shown to the Secretariat of the Association. He agreed to undertake the task and hoped that, as for the geological map of Africa, he could count on the active assistance of all African geologists.

GENERAL PROCEEDINGS

F. DIXEY (President) thanked M. Blondel for his acceptance; the fine work done for the geological map showed that the task would be brought to a successful conclusion.

The members agreed unanimously to these two proposals.

IV. NOTES AND SYNTHESSES

The Association had previously asked Surveys and interested individuals to be kind enough to prepare for the Congress brief accounts of the geology of various African territories. Nearly all the countries had acceded to this request.

During the meeting of August 25th the authors very briefly summarized the communications which are published as Regional Notes and Syntheses on pp. 28 to 152.

V. BIBLIOGRAPHY OF CENTRAL AFRICA

A supplement for the Belgian Congo of the Geological Bibliography of Central Africa published in 1937 had been prepared and recently published with the scientific and financial support of Belgium and the Belgian Congo.

VI. GENERAL DISCUSSIONS

A certain number of subjects had been proposed by the Association as the object of general discussion during the Congress; these discussions were particularly concerned with making decisions on certain debatable problems raised by the preparation of the map. The several discussions are summarized below in stratigraphical order. It has only been possible to give in detail the points which were contained in authors' written notes.

1. *Pre-Cambrian* (Meeting on August 27th).

A. HOLMES (Great Britain), in a special exposition (see pp. 254-269) demonstrated the results obtained by the determination of the age of Pre-Cambrian rocks by radioactive methods and the conclusions which can be drawn from the disposition of the different orogenic zones.

The President thanked Professor Holmes for his brilliant and interesting exposition.

E. O. TEALE (Tanganyika) welcomed this new line of attack, so clearly explained by Professor Holmes. It was certain to stimulate further investigation which was so urgently needed. There were many gaps in the orogenic evidence and much wider gaps in that provided by radioactive age determination. At the Moscow Congress in 1937 it was agreed that an attempt should be made to obtain bench marks in the ancient Pre-Cambrian systems by using this method of estimation. It would appear from Dr. Holmes' remarks that some progress had been made in Canada and the United States in this direction. Efforts in East Africa unfortunately had proceeded on the wrong lines and a fresh start would have to be made, for the helium method which was applied had proved to be quite unreliable.

There were therefore only two widely spaced estimations available in the region, both the work of Professor Holmes himself, carried out many years ago. These concerned rocks in Mozambique and the pegmatites of Morogoro in Tanganyika. It had been necessary therefore to rely on what orogenic evidence was available. The results, therefore, must be regarded as merely suggestions and in this sense they were most useful.

The important result was that the Nyanzian System, recently taken out of the Basement System and placed on a later horizon by East African geologists, would now have to be returned to a position *below* what had been regarded as the Lower Basement, or simply the Basement, in the most recent classification by East African geologists.

The position of the Nyanzian in relation to the central core or shield of granitized or migmatized rocks could be accepted; but the relation of the Nyanzian, under Professor Holmes' scheme, to that formation originally called Lower Basement was much more doubtful and controversial, as also was that of the Lower Basement to the central core. The evidence from difference in grade of metamorphism, which was so very striking, was not in itself sufficient for age determination, and so far evidence

available from structural lines and interpretation of migmatic influences was incomplete and unconvincing. It would therefore appear inadvisable at present to alter the classification which had recently been adopted and used by East African geologists. At the same time it was clear that more carefully selected radioactive age determination and detailed structural investigations were urgently called for in order to prove or disprove the views set forth by Professor Holmes.

L. CAHEN (Belgian Congo) proposed, in consequence of the valuable information given by Professor Holmes, that the Secretariat of the Association of African Geological Surveys should collect together the material which needed studying and publish regularly in the *Chronique des Mines coloniales* the results of these investigations.

A. M. MACGREGOR (S. Rhodesia) exhibited a map to show the highly metamorphic belt of the middle Zambezi rift transgressing across the Lomagundi System in Southern Rhodesia. The metamorphism of the latter rocks increased from a low grade in the southern part of their outcrop to high grade with sillimanite and pleochroic hypersthene bordering the Zambezi rift. Northern Rhodesia geologists reported that there was a similar increase of metamorphism in the copper belt formation from Lusahia south-eastwards towards the Zambezi.

R. M. SHACKLETON (Great Britain) said he had recently had the opportunity of examining the contact between Professor Holmes' Mozambique belt (Basement System of Kenya) and the Kavirondian and Nyanzian rocks of Western Kenya, where that contact emerges on the northern wall of the Kavirondo Rift valley and also by the Nzira river near Broderick Falls. The contact, seen on the wall of the Kavirondo Rift valley, was a fault steeply inclined towards the east. Shearing increased gradually from the east up to this fault, then rapidly decreased, suggesting a reversed fault of considerable magnitude.

In the zone east of the fault, the prevalent rock type was an oligoclase-porphyroblast gneiss, of a type characteristic of the marginal zones of migmatite complexes. Such rocks were as yet unknown in the inner regions of the Mozambique belt. These oligoclase-porphyroblast gneisses suggested therefore that the true marginal zone of the Mozambique belt here lay near the western limit of its present outcrop.

In the Nzira gorge near Broderick Falls, within the gneisses of the Basement System (Mozambique belt), a mass of granodiorite, closely similar to those in the Kavirondian rocks west of the boundary fault, had attached to it a border of hornfels in which the original clastic structure was clearly preserved. This hornfelsed sediment was like the Kavirondian rocks, unlike any known in the Basement System. In a hasty traverse he saw no break between this hornfels and the surrounding oligoclase-porphyroblast gneiss. There appeared to be a gradation. If so it was difficult to resist the conclusion that here we had a relic of the Kavirondian rocks *within* the "Basement System" migmatites. This evidence tended in favour of Holmes' view that the Mozambique belt was younger than the Kavirondian and Nyanzian Systems. The area was one where detailed mapping should give a definite answer. It was to be hoped that the Geological Survey of Kenya would find the opportunity to examine this key area.

T. W. GEVERS (South Africa) asked Professor Holmes what methods were employed to fix the figures which he had given.

A. F. SKERL (Tanganyika) demonstrated, by using a lantern slide, some of the difficulties to which Professor Holmes' remarks gave rise in the interpretation of the geology of Tanganyika. The Kavirondian in the field seemed to be younger than the Nyanzian which it appeared to overlie, and the Nyanzian was remarkable for its lack of granitic metamorphism despite the fact that it lay directly on granitic rocks and might therefore reasonably be assumed to have arrived after the granitization had reached an advanced stage.

K. A. DAVIES (Uganda) thought that Professor Holmes' correlations with regard to rocks in Uganda would meet with considerable disagreement there. The suggestion of the Mozambique foreland as being a highly metamorphosed mass younger than that to the west was very interesting and would bear further examination.

GENERAL PROCEEDINGS

B. C. KING (Nigeria) said that it was of interest to record the metamorphic convergence displayed by both the Karagwe-Ankolean and underlying Toro System which were lithologically somewhat similar in their least metamorphosed condition as they were traced from South-western to Central Uganda. Both systems underwent progressive metamorphism so that the rocks found on the northern shore of Lake Victoria and formerly bulked with the Basement Complex might well be as young as Karagwe-Ankolean.

The considerable variations in trend displayed by both systems in the western part of Uganda were also noteworthy, while attention was also directed to the probability that the Toro System had undergone complete granitization in the extreme south-west of Uganda, whereas the overlying Karagwe-Ankolean had generally only experienced contact metamorphism.

J. DE LA VALÉE POUSSIN (Tanganyika) thought that it was too early yet to make correlations between the different systems differently named in different parts of Central and East Africa. He did not think that systems known as the Ruzizi in Kivu and Ruanda Urundi, Upper Basement Complex in Tanganyika, and Basement Complex in Uganda were the same. Similarly the series named Kibara in Katanga, Karagwe-Ankolean in Uganda, Urundi in Congo, or included elsewhere under the name of Muva-Ankolean, did include series which were very different in one area from what they were in another, and were locally much more comprehensive than in another. He would like more detailed study before trying any correlation.

B. N. TEMPERLEY (Great Britain) stated that in 1938 he had published a geological map of a small area on the western flank of the strip of Basement rocks referred to by Professor Holmes as the Mozambique orogenic belt. The area was situated where this belt passed east of the central granitic area of Tanganyika believed by Professor Holmes to be composed of the oldest rock groups of the region.

The main thesis which accompanied the speaker's map was that the Basement rocks were metamorphosed and granitized sediments, but the suggestion was made tentatively at the same time that perhaps the central granite had originated through a regional mobilization of the granitized sediments.

However, a year after the publication of that paper, the speaker had extended his mapping and had found abundant structural evidence that, in that particular area at least, the metasediments composing the Basement had been crumpled, in part, by being pressed westwards against the central granitic mass of the Territory. Thus field evidence indicated that the central granite was older than the orogenesis suffered by the Basement rocks.

R. B. MCCONNELL (Tanganyika) remarked that in his paper *Rift and Shield Structure in East Africa*, to be read at a later session (p. 199), he confirmed the view of Prof. Holmes that the rocks of central Tanganyika were older than the so-called Mozambique belt of metamorphic rocks.

A. HOLMES, in reply to Professor Gevers, said that the age of 2,000 million years ascribed to the late pegmatites of the old Granite of the Swaziland area was based on a determination by Dr. Ahrens of the accumulation of Sr from Rb in Rb-bearing microcline. The detailed results of this and other age determinations would be given in the paper when it was published. He agreed with Professor Quensel that the half-period of Rb^{87} was still subject to revision, but he felt sure that later precision would not affect the correlations that had been suggested, particularly since Dr. Ahrens' results were in excellent agreement with those based on well established "lead ages" in cases where these were also known. In reply to Sir Edmund Teale, he thought it was important to realize that in the past there had been some confusion about the relative ages of the western and eastern parts of the rocks hitherto referred to the Basement Complex in Tanganyika. Professor Holmes' view, which had happily received some confirmation from the observations made by other speakers in the discussion, was that the eastern part belonged to the Mozambique belt and was younger than the Nyanzian-Kavirondian belts, whereas the western part was older than the Mozambique belt and older still than the Nyanzian-Kavirondian belts. This western part, occupying much of central Tanganyika probably represented the very oldest rocks of this part of Africa. He wished particularly to thank Professor Shackleton, Mr. Temperley, Dr. King, and Dr. Macgregor for the supporting evidence, much of it new to him, which they had placed before the meeting. He was also grateful for the appeals that had been made for more sys-

tematic collection of radioactive minerals—including Rb-bearing minerals—with a view to their analysis for age determination. He thanked all the members present most cordially for the generous and sympathetic reception accorded to his paper.

The President again expressed the grateful thanks of the members to Professor Holmes.

2. *Karagwe-Ankolean—Kavirondian-Nyanzian Correlation* (Meeting on August 27th).

Various opinions had been put forward on the possible correlations between Karagwe-Ankolean, Kavirondian and Nyanzian. These questions had already been brought into the previous discussion on the Pre-Cambrian in general; the discussion was continued:—

K. A. DAVIES (Uganda) stated that a good deal of work had been done recently by Combe on the correlation of the pre-Karoo rocks of Central Africa. The Kavirondian-Nyanzian changed from a largely volcanic succession to a sedimentary succession as it approached the Karagwe-Ankolean of Uganda, that is on the north-east side of Lake Victoria. The suggestion was therefore that the Karagwe-Ankolean was the equivalent of one or other of these systems.

J. DE LA VALLÉE POUSSIN (Tanganyika) remarked that the Karagwe-Ankolean of Uganda, the Urundi system of Congo, the Kibara system of Katanga, the Kavirondian and others were all included in 1931 under the name of Muva-Ankolean. It appeared to him that the lower limit of that Muva-Ankolean system was never clearly defined and some of the above named series were more comprehensive than others. He thought for instance that the Kavirondian was more likely to be of the same age than parts of the Ruzizi system of Kivu, and he did not think that the Nyanzian could be correlated with the Urundi System or the Karagwe-Ankolean. He suggested that more work should be done in defining the series of each system in each region and that lateral passages from one to another should be proved before detailed correlation was attempted.

A. F. SKERL (Tanganyika) remarked that in Tanganyika the Muva-Ankolean was purely sedimentary and the Nyanzian was almost wholly volcanic and therefore since only 50 miles separated exposures several thousands of feet in thickness, the systems must be considered as distinct.

A. M. MACGREGOR (Southern Rhodesia) stated that the analogy between the Nyanzian and Kavirondian in East Africa, and the Bulawayan and Shamvaian in Southern Rhodesia respectively was so close that they should be represented by the same colours, and distinct from the Karagwe-Ankolean, which was essentially formed of differentiated sediments and thereby differed essentially from the undifferentiated sediments and volcanic rocks of the gold-bearing formations.

E. O. TEALE (Tanganyika) said that he wished to support Mr. Skerl's view that the two systems were quite distinct. Not only was there a very striking lithological difference in these formations separated by a relatively short distance, but the orogenic lines of the two systems were quite distinct. The question of the relationship of the Kavirondian and the Karagwe-Ankolean might be more justifiably considered with regard to the passage laterally of the one into the other. There would appear to be good evidence from the work of Stockley in the North Mara region in Tanganyika that the Kavirondian rested unconformably on the Nyanzian, and lithologically there was much less divergence in character between these two systems. There would appear to be a possibility of examining this relationship on or near the Uganda-Kenya frontier. The geologists of these two adjoining territories might already have evidence regarding this question.

R. M. SHACKLETON (Great Britain) remarked that when, some time ago, he and Dr. Pulfrey had suggested that either the Nyanzian or Kavirondian or both might be equivalent to the Karagwe-Ankolean, they did so because the rocks of these systems in Western Kenya appeared to become more pelitic in facies towards the west. Since then some of the pelitic rocks of Uganda had been removed from the Karagwe-Ankolean system into the Toro system by the Uganda geologists. If that tendency were to spread much further west, their argument would tend to the correlation of Nyanzian or Kavirondian with the Toro System. The speaker asked Dr. Davies therefore whether he could give any information about the easterly extent of the Toro System, or had any evidence to show whether it might be equivalent to one of the systems mentioned or not.

GENERAL PROCEEDINGS

L. CAHEN (Belgian Congo) suggested that in the Belgian Congo the equivalent of the Toro System was probably the Kibalien. Belgian geologists were at present inclined towards the view that the Kibalien might be subdivided into two systems of which one could be the equivalent of the Karagwe-Ankolean-Urundi and the other older. It was at present impossible to define these two systems and the only solution seemed to be to colour all these formations in the same way but using different letter symbols. The same points could probably be made regarding the quartz-schist System in French territory close to the northern frontier of the Belgian Congo.

F. DIXEY (President) pointed out that, in the preparation of Sheet 5 of the Map of Africa the three systems under discussion had been given the same colour but different symbols.

The members approved this procedure.

3. *Akwapimian, Birrimian and Buem (West Africa) Problems* (Meetings on August 27th and 30th).

M. ROQUES (French West Africa) introduced the problem for discussion. He said that the defined local series in French West Africa could be correlated with the formations of Birrimian, Akwapimian, and Tarkwaian, previously described in the Gold Coast and in the Togo. The Tarkwaian of the Ivory Coast rested unconformably on the Birrimian and on the most important post-Birrimian intrusions, as in the Gold Coast (observations of Bouige and Bonnault). On the other hand, the Akwapimian, defined in Togoland by Koert, and generally considered as later than Birrimian was, in fact, overlain unconformably by the series of Birrimian facies in Dahomey (Atacora), in the French Soudan (Ansongo) and in Senegal (Bakel). It rested unconformably on older much metamorphosed formations (Archaean), in Dahomey, in the Soudan, in Senegal and in Guinea (Simandou), and it was traversed in Dahomey, in particular, by granites comparable to the Birrimian granites (Archaean in part), as shown recently by R. Pougnet. There existed therefore in French West Africa a system earlier than the Birrimian which could be described under the name of Dahomeyan, followed by an Akwapimian-Birrimian system and a Tarkwaian system. These results would be developed in a memoir which was shortly to be published in France.

N. R. JUNNER (Great Britain) pointed out that in the Gold Coast the relationship of the Tarkwaian to the Birrimian was straightforward. The Tarkwaian rested unconformably on the Birrimian which had been folded and intruded by large masses of granite before the Tarkwaian sediments were deposited. The basal Tarkwaian conglomerates contained pebbles of these older rocks.

The relationship of the Akwapimian to the Birrimian and Tarkwaian was not so obvious. The Akwapimian and Tarkwaian were never seen in contact, the basal contact of the Akwapimian was often a thrust plane, and no basal conglomerate was present.

The chief reasons for considering the Akwapimian to be younger than the Birrimian and Tarkwaian were:—

(1) Where normal contacts with the underlying rocks had been studied the Akwapimian rested unconformably on schists, gneisses and granites of Birrimian and post-Birrimian-pre-Tarkwaian age or on Archaean gneisses.

(2) The Akwapimian sediments, which consisted of alternating quartzites and argillites, were very much less metamorphosed than either the Birrimian or the Tarkwaian.

(3) No granitic intrusions had been found in the Akwapimian, not even aplite or porphyry dykes.

(4) The widespread vein-gold mineralization of the Birrimian and the banket conglomerates of the Tarkwaian had no counterparts in the Akwapimian.

(5) The Akwapimian, Buem, and Voltaian sediments appeared to form one sedimentary cycle, similar to the Algonkian and Lower Palaeozoic cycles of other parts of Africa. Siliceous oolites and doubtful worm tracks occurred in the Akwapimian and sponge spicules and algal growths in the Voltaian. On the other hand the Birrimian was devoid of fossil remains.

(6) The Birrimian and Tarkwaian fold mountains were deeply eroded and planed down before the Voltaian sediments were deposited. The Akwapimian-Buem mountains, on the other hand, were

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

being actively eroded at this time and they provided a large part of the material in the Lower Voltaian conglomerates and arenaceous sediments.

P. LEGOUX (France) recognized that the brilliant synthesis given by M. Roques presented some new observations of the greatest interest; but it had not overcome certain difficulties. It appeared to be founded on the assimilation of the quartzites of the Akwapian-Togo-Atacora chain on the one hand, and the quartzites of Ansongo (Niger) and of Bakel (Senegal) on the other. One could agree that the Birrimian cycle began with an arenaceous sedimentation, but it appeared that the correlation could only be admitted as a working hypothesis and not as a certainty. He himself was inclined towards the old interpretation, the Togo-Atacora being, in spite of its metamorphism, an intermediate series between a gneissic base (of which the nature—Birrimian very much metamorphosed or Socle—was still doubtful) and the Palaeozoic; the unconformity, difficult to see on the ground, was however very obvious on the map. There remained the difficulty of granite penetrating the Akwapimian at Djougou (Dahomey) (R. Pougnet). It seemed to him that the problem might be solved by the radioactive methods commended by Professor Holmes, by comparing this granite with granites more typically Birrimian.

P. FOURMARIER (Belgium) insisted on the importance of embarking upon a careful study of the correlation between the formations included under the names of Akwapimian, Birrimian, and Buem. These formations could be recorded in a manner approximating to those of the Belgian Congo. But they are earlier than a horizontal series known from its fossils to be Silurian. In the same way the corresponding beds to the north of the Belgian Congo could be dated, and by these the correlation between the North African, Central African, and South African could be established.

D. A. BATES (Gold Coast) said that he had been very interested by the very clear description by M. Roques of evidence that the Akwapimian was older than the Birrimian. On the other hand Dr. Junner had furnished strong circumstantial evidence that the Akwapimian was younger than the Birrimian and probably than the Tarkwaian. Mr. Bates said that wherever he personally had seen the Akwapimian resting on the granites intruding the Birrimian the contact was a great thrust plane and not an unconformity. The Akwapimian, only slightly metamorphosed, rested directly on the Archaean near Prampram east of Awa. He hoped that some geologists from the Gold Coast would be able to see some of the sections described by M. Roques and that agreement might be reached.

G. ARNAUD (French West Africa) remarked that, in the valley of Pendjari between Tanguieta and Poma, the Buem was strongly folded while the Cambro-Ordovician was horizontal; the unconformity, though invisible, was extremely probable. In addition, the series of Buem belonged to the same system as the series of Rokell-Faleme (Sierre Leone, Guinea, Senegal) which passed unconformably beneath the dated Silurian of Fouta-Diallo (Guinea). He considered therefore that the Buem was unconformable beneath the Cambrian and suggested it would be wise to class it in the Pre-Cambrian. The existence of a tillite in the Buem had not much significance since (i) it was extremely localized and (ii) the Voltaian of the Gold Coast contained another near its base.

N. R. JUNNER (Great Britain) thought that the Buem should tentatively be included in the Pre-Cambrian as it contained a tillite similar to the end Pre-Cambrian tillite of world-wide distribution. It was separated from the Oti by a marked unconformity and could not therefore be included with that formation.

F. BLONDEL (Secretary) reported that in Sheet 4 of the Map of Africa, after consulting those interested, the following solution had been agreed: in the legend the classic succession of the Gold Coast had been adopted (from below upwards: Birrimian, Tarkwaian, Akwapimian), but with a note in the remarks stating that certain geologists in French West Africa placed Akwapimian much lower. As for the Buem, it was noted as Upper Pre-Cambrian, but with a note specifying that it was probably Cambrian.

This solution was approved by the members present.

4. *Correlation of Upper Kundelungu, Waterberg-Matsap and age of these series* (Meeting of August 25th)

It was proposed to correlate the Upper Kundelungu of the Belgian Congo with the Waterberg-Matsap of South Africa; certain geologists thought that this group ought to be regarded as pre-Silurian, others as Devonian or even Carboniferous. The discussion opened on this problem.

S. H. HAUGHTON (South Africa) thought that the presence of a tillite of regional importance in the Pretoria Series permitted the possible correlation of most of the Transvaal System with the lower part of the Katanga complex and of the Waterberg-Matsap System with the Kundelungu supérieur. The Waterberg-Matsap was earlier than the Cape System which, in the Bokkeveld series, contained the earliest dateable suite of marine fossils in the Union (Lower Devonian). The proposal to call the Upper Kundelungu Devonian-Carboniferous in the legend to Sheet 5 of the International Geological Map of Africa was therefore unacceptable to South African geologists in the present state of their knowledge.

M. ROBERT (Katanga) was also in agreement with the correlation of Upper Kundelungu-Waterberg. He had himself once thought that the Upper Kundelungu ought to be Devonian but, in view of the information provided by the South African geologists, he agreed that it should be classed as older. All the same, he wished to point out that the geological history of the interior zone of the African continent was not exactly parallel with that of the western marginal zone of this continent. In these circumstances the relations between Waterberg-Nama-Cape System were not completely defined and there remained some doubt on the finding.

P. LEGOUX (France) noted Dr. Haughton's agreement with the correlation of Upper Kundelungu-Waterberg. He proposed to omit provisionally, in the map, the precise ages of the different African stages which were not completely in accordance with the classic scale.

A. HOLMES (Great Britain) thought that the absolute age of the Katanga pitchblende had an important bearing on the geological age of the Upper Kundelungu Series. Isotopic analyses of samples of lead (by Nier), separated from various specimens of the pitchblende, had made it possible to calculate, with an unusually high degree of precision, that the mineralization occurred 580 million years ago, that is, in late Pre-Cambrian time. It was unfortunately not clear from the evidence recorded in the literature whether the mineralization was post-Upper or only post-Lower Kundelungu. If the former, then the Upper Kundelungu could not be other than late Pre-Cambrian. If the latter, then the Upper Kundelungu might well be of Palaeozoic age. A Devonian age, however, seemed to be highly improbable, because it would imply a time-gap of about 250 million years between the end of the Lower Kundelungu and the beginning of the Upper. Such a gap should be represented by a major unconformity, whereas the published records suggested the presence of no more than a small intraformational unconformity. The age possibilities for the Upper Kundelungu thus appeared to be narrowed down to late Pre-Cambrian or early Palaeozoic.

F. CORIN (Belgian Congo), in a letter addressed to the Secretariat of the Association, made observations of the same nature.

A. JAMOTTE (Belgian Congo) in commenting on Dr. Haughton's statement regarding the age of the Nama System, said that to the present the Nama-Transvaal equivalent seemed to have been admitted by some South African geologists.

L. CAHEN (Belgian Congo) said he wished to point out that up to now no stromatolites had been discovered in the Kundelungu System, only in M. Robert's "Système schisto dolomitique" which by other Belgian geologists was called "Système du Roan." Also, it was possible that the gabbro intrusions of the Lower Kundelungu were equivalent to the Bushveld Igneous complex. (This was in answer to a remark by Dr. Haughton that he did not know a Katanga equivalent to the Bushveld Igneous complex).

P. FOURMARIER (Belgium) believed that the solution of the problem of the age of the Kundelungu could only be found in South Africa. Bearing in mind at the same time the results obtained in the Union of South Africa and in French Equatorial Africa, and the general data of the tectogenesis, and

also taking into account the glacial phenomena, it was most reasonable to put Waterberg and Upper Kundelungu on a level with Cambrian, even with Siluro-Cambrian rather than Devonian, this last being excluded by the observations made in the Union of South Africa.

G. MORTELMANS (Belgian Congo) reported that there existed in the base of the lower sandstone of Kundelungu indeterminate fossils which might, however, be attributed to fish, from which it might be assumed that these beds were Silurian or late c.f. Old Red Sandstone facies.

In conclusion, F. BLONDEL (Secretary) proposed that, in the map the Waterberg-Matsap and the Upper Kundelungu should be represented by the same colour; in the legend in place of the age a query should be inserted, and a note explaining that there was a divergence of opinion on the age of this correlation.

This proposal was approved.

H. J. SCHUILING (Belgian Congo) also took part in this discussion.

5. *Tillites* (Meeting of August 25th)

Numerous tillites had been observed in Africa and an attempt had been made to use them for correlations at great distances. The problem before the meeting was to decide the value of such correlations.

M. ROBERT (Belgian Congo) believed it was convenient to distinguish:

(a) the tillites which extend in important sheets over vast distances and which were doubtless developed at sea level. Such tillites, the evidence of glacial climatic periods, could play the rôle of stratigraphical bench marks, and made correlations possible. This was the case in Katanga with the tillite at the base of the Karroo and with that represented by the "Grand Conglomerat" intercalated between the schistodolomitic and Kundelungu systems;

(b) tillite traces; traces of glaciation observed in localized zones, which could be considered as glaciations of altitude. These could not be used as stratigraphical bench marks; some of them could however give useful information and lead to the extension of working hypotheses.

P. FOURMARIER (Belgium) pointed out that the development of a *large* glaciation after a long series of normal sediments probably implied a change in the climatic conditions over a large part of the surface of the globe; however, such an accumulation of tillite deposits was probably also related to the unevenness of the relief and could, laterally, pass into normal deposits.

E. O. TEALE (Tanganyika) remarked that reliable bench marks for correlation purposes were few and far between in the old formations and in this respect the tillite referred to by Dr. Haughton was of the greatest importance. Tanganyikan geologists had accepted the correlation of the Bukoban System with that of the Kundelungu but no tillite at the base had yet been recognized in Tanganyika. It was worthy of notice however that in the southern region of these occurrences, notably from about Mruwua as far south as Kwimba Mountain near the Lupa goldfield, there was a strong development of basal conglomerate, particularly thick and coarse at Kwimba. There had so far been no evidence or suggestion that these deposits were of glacial origin but their basal position might be of some associated significance and this aspect merited further close attention.

S. H. HAUGHTON (South Africa) agreed with the previous speakers. He thought that in many cases the importance of tillites had been exaggerated, but on condition that they were limited to those of great extent one could, with due care, make use of them as stratigraphical bench marks.

6. *Stromatolites* (Meeting of August 30th)

N. MENCHIKOFF (Sahara) thought that one should not consider stromatolites as real fossils. What was intended by this name was not remains of organisms but remains of the activity of different organisms. They could not be regarded therefore as fossils characteristic of an age, but they could be used as characteristics of certain facies. When large masses of dolomites with stromatolites were found in analogous positions above the crystalline rocks, it was reasonable to correlate them, at least provisionally, in the absence of other fossils.

GENERAL PROCEEDINGS

N. R. JUNNER (Great Britain) suggested that, although algal growths were known in rocks ranging in age from early or middle Pre-Cambrian to Jurassic, there was undoubtedly a considerable development of certain types, such as *Collenia* and *Conophyton*, at the end of the Pre-Cambrian or the beginning of the Cambrian in Africa. The writer therefore thought that such organisms might be found useful for correlative purposes in combination with stratigraphical results obtained in the field. The organisms should be studied and determined by specialists.

A. JAMOTTE (Belgian Congo) associated himself with the last remarks and accordingly put forward a resolution of which the text is given later (p.27).

S. H. HAUGHTON (South Africa) supported M. Jamotte's suggestion that, in view of our lack of knowledge of the true structures of these algal forms, it was necessary that the material be studied by specialist palaeontologists. He supported the proposal that the subject be referred to the International Paleontological Union for consideration.

A. M. MACGREGOR (Southern Rhodesia) agreed with previous speakers that it was possible that in the future stromatolites might be found to be of stratigraphic value, but this would depend upon recognition of cell structures in the rocks. *Collenia*-like structures formed of very fine graphitic carbon in limestone were formed low down in the Archaean in Southern Rhodesia. To use the structures at the present time for stratigraphical purposes was a very dangerous proceeding.

N. MENCHIKOFF (France) remarked that, if the forms called *Collenia* were obviously found at all levels of the stratigraphic scale, *Conophyton*, which had very well defined regular forms and were regularly distributed, might perhaps have a greater stratigraphic value.

G. CHUBERT (French Morocco) pointed out that the problem of stromatolites and of correlations based on these forms also concerned Morocco. The Anti-Atlas had not so far provided any *Collenia* (except for one specimen found by L. Clariond and at present lost); an Archaeocyathides and trilobite (Georgian) fauna occurred there and was followed by an Acadian trilobite fauna. On the other hand, in eastern Morocco (Ain Chair) *Collenia* was abundant, but no other faunas were found in the limestone (neither Georgian nor Acadian). The question of the correlation between these two limestone formations was not yet solved.

E. POLINARD (Belgian Congo) thought that with regard to these limestone or dolomitic concretions, it would be better to use the word "calcareous objects" and not that of "fossils." Before relating these objects to "types," it was important to define these types exactly. The descriptions given up to now, notably by Maslor and others who had not hesitated to invent "genera" and even "species," seemed insufficient for reference.

L. MORET (France) believed it would be useful to state a definite fact. If, in Africa, the age of stromatolites of *Collenia* type was undefined, in France by contrast, and especially in the Palaeozoic in Normandy, A. Bigot had found analogous forms associated with Cambrian Archaeocyathidae and trilobites.

E. O. TEALE (Tanganyika) wished to refer to experience in Tanganyika regarding the attempt to obtain evidence of age from the palaeontological examination of the so-called *Collenia*. Specimens from the Uha limestone were submitted to three separate palaeontologists, two German and one British. The result was that one German palaeontologist favoured a Pre-Cambrian age, the other a Triassic. The British investigator refused to offer any definite age view. In no case, it was understood, was any definite cell structure recognizable. From fairly convincing stratigraphical evidence now available, the correlation of the limestone, which was included in the Bukoban, was generally accepted as comparable with a part of the Kundelungu.

The President put to the members the resolution suggested by M. Jamotte, attached as Annexe III, p. 27. This was adopted unanimously.

P. FOURMARIER (Belgium) and J. DE LA VALLÉE POUSSIN (Tanganyika) also spoke in the discussion.

7. *Karoo* (Meeting of August 30th)

The question of the Karroo and its extension to the north of the Equator was on the agenda; but, owing to lack of time and having regard to the fact that the Karroo was the subject of a special commission of the Congress (see Part I of the Report, pp. 192-206), this question was not taken further.

8. *Rift Valleys* (Meeting of August 28th)

The meeting of August 28th was devoted entirely to the problem of the Rift Valleys. Sir EDWARD BAILEY took the chair.

The subject was introduced by the presentation of three papers which had been prepared for the Comptes Rendus of the Congress, as follows:—

McCONNELL, R. B. *Rift and Shield Structure in East Africa.*

QUENNELL, A. M. *Notes on a new geological map of Trans-Jordan.*

SHACKLETON, R. M. *A review of some recent work in the Rift Valleys of Kenya.*

After the presentation of these papers by their authors, the discussion was open to the meeting.

S. H. SHAW (Palestine) said that his excuse for taking part in a discussion at a Congress session dealing with African geology was that he had spent a number of years at the northern end of the rift valley system in Palestine and that some of the features of the Jordan-Dead Sea-Aqaba trough might throw light on the origin of the African sections of the rift. He hoped shortly to publish a paper on the subject, but all he intended to do at the moment was to give a few facts in outline that might be of interest to those dealing with African rift problems.

The Jordan-Dead Sea-Aqaba rift, or trough as he preferred to call it, had a nearly north-to-south direction and was of varying depth and character along its course. It differed from the African rifts in that a very large part of its course was through sedimentary rocks. These were mostly of Cretaceous and Eocene age although some Jurassic, Triassic, and Palaeozoic rocks were known and there was a considerable stretch of Pre-Cambrian granite on the eastern margin of the trough at its southern end. The age of the trough was Miocene to Pliocene and there was evidence from air-photographs, confirmed by field work, that faults with a north-to-south direction were still active. As far as the trough margins were concerned faults were fairly continuous on the eastern side and on the western side in the Dead Sea section, but elsewhere on the west side the faulting was by no means so clear or so certain. Most of the faults were of normal type and there was no evidence of overthrusting; in particular the sediments, which were largely chalks and limestones, showed no sign of metamorphism such as might be expected if overthrusting had taken place. There was pre-trough folding in the sediments with axes in a north-north-east to south-south-west direction.

As regards origin there were objections to both the current theories. Tension was ruled out by the probability that the negative gravity anomalies in the Gulf of Aqaba would continue further north and by the absence of vulcanism from a large section of the trough. Compression also was not a satisfactory explanation, and he had come to the conclusion that the origin was by a horizontal movement of Palestine past Trans-Jordan and in a southerly direction. This was not an entirely new conception although he did not think that anyone had so far made any suggestions regarding the exact mechanism whereby the trough section was depressed. This occurred as a result of the particular position of Palestine on the margin of the sub-continental mass of Arabia and the wedge-like form of the trough block.

The evidence for his suggestion was admittedly inferential rather than direct and positive; but one argument on general and regional grounds that was strongly in its favour was that the trough was formed at a time when much of the Alpine orogeny was at its height, and that involved forces having their direction predominantly along north-and-south lines. Both tension and compression would mean that the forces were largely along east-and-west lines and he had yet to see an explanation that would account for such a direction at a time when north-and-south forces were known to have been increasingly operative. In this connection he was interested in Dr. McConnell's reference to Gregory's statement that the rift valley system was along the line separating the northward moving African

continent from the southward moving Asian one. The logical inference from this (which Gregory did not seem to draw) was certainly that north-and-south horizontal movement probably played an important part in the origin of the rift valleys.

E. O. TEALE (Tanganyika) remarked that the work of Dr. McConnell in the region bordering the eastern side of Lake Tanganyika in particular had provided a large amount of additional information regarding structural features in the ancient Pre-Cambrian formations of that region which led him to associate certain major orogenic features with those of later rift movements.

This view would appear to have support from geologists working elsewhere along the line of the Western Rift zone. The speaker could confirm from personal observation along the lake margin north of Kigoma, the existence of evidence in favour of the mechanism of movement advocated by Dr. McConnell. He wished to point out (by rough illustrations sketched on the blackboard) certain contrasts in features of the eastern or Gregorian Rift of Kenya, and its extension south into Tanganyika, with those of the Western zone. These differences accounted to some extent for differences in views held by some geologists who had worked in parts only of these regions. The features of the Western zone were characterized by a succession of very deep troughs, in places separated by upthrust masses or horsts like Ruwenzori. The Gregorian Rift in Kenya exhibited the normal features of a rift valley, but this line or zone, when followed southward, spreads out into a much wider system of fractures showing a different pattern and different surface features. The latter were characterized by series of antithetic tilt-blocks with often diverging fracture lines. The typical rift valley form was absent.

Certain of the fracture lines suggested a sympathetic or related pattern as exhibited by the fault in the eastern side of South Kavirondo, recently mapped by Dr. Shackleton, which swings round from a north-north-east direction to an east-west direction and becomes the North Mara fault described by G. M. Stockley. Similarly the fault line from Lake Nation to Lake Eyaši showed the tendency to swing round like the North Mara fault. The pattern also shown by the line of the Manyara Kilimatinde line and that of the Fufu-Usangu line was quite distinct from that of Western Zone. Could this and other differences be satisfactorily correlated with the north-south shear or tear movement pictured by McConnell for the mechanism of the Western zone by taking into account also the influence of the central shield which he had indicated? The speaker thought that this was probable but the problem needed much further careful investigation and the relation in this region to ancient structural lines was at present more obscure.

F. DIXEY (Great Britain) congratulated Dr. Shackleton on the evidence he had adduced regarding the sub-Miocene surface west of the Kenya rift and the structure of the Kavirondo rift; these observations would go far towards clearing up a number of misconceptions that had prevailed in the past.

Dr. Shackleton had described the Uganda escarpment as a fault scarp. The speaker showed that in its present form it was an erosion scarp, although at an earlier stage it may have been associated with ancient faulting on the line of the Elgeyo scarp.

The speaker thought it might be of interest to compare the conditions in the country bordering Lake Rudolf with those described by Dr. Shackleton; he had made a reconnaissance in this country in 1943, and an account of this work was in course of publication by the Kenya Geological Survey. The Lake Rudolf region, lying on a northern extension of the Kenya rift, was of importance because of the great development of Miocene sediments and volcanic rocks there, and of the relation of these formations to various erosion surfaces and to the subsequent history of this part of the rift. A lower Miocene fauna was well known from near the north-western shores of the lake from the work of Professor Arambourg and others, while he, the speaker, had found a new area of fossiliferous Miocene beds at Loperot west of the southern end of the lake; the fossils recovered had been identified by Dr. L. S. B. Leakey, and included *Dinotherium hobleyi*.

From the country east of the lake the speaker had recorded a series of sediments and volcanic rocks closely resembling the Miocene beds west of the lake, and correlated with them; these rocks extended over a large part of the western Northern Frontier District of Kenya. West of the lake the beds had been strongly faulted and folded, whereas to the east they showed a fairly steady easterly

dip, which might be compared with the westerly dip west of the Kenya rift described by Dr. Shackleton. The sub-Miocene surface was much eroded, with a relief of as much as several hundred feet in some localities. In the west the easterly-dipping surface was intersected at about 4,500 feet by an erosion surface comparable with the Uganda peneplain and the southern Abyssinian plateau, while towards the east it passed gradually down below the level of the "end-Tertiary" surface that formed much of the Northern Frontier District.

Lake Rudolf was shallow, and was due essentially to the warping of a wide valley-plain, accompanied by local slight faulting. East of the southern end of the lake was the site of the former Lake Chelbi which had yielded a rich late Lower Pleistocene fauna, which was being described by Dr. Leakey.

E. J. WAYLAND (Bechuanaland) said that much change of outlook had taken place since he formulated a compression hypothesis of rift valley formation in Uganda (*Geogr. Journ.* 1921). No longer was it possible to invoke simple lateral forces of tension or compression only. Shearing (among other factors) had now to be considered. The last mentioned effect appeared in Uganda to have resulted from a more or less wave-like southward migration of anticlinal movements which had, except in periods of aridity, determined the altitude of the outlet point, and therefore the height of Lake Victoria.

The relative orientations of rift and pre-rift faults in Uganda compelled the rejection of tension and the acceptance of compression as the primary actuating force in Rift Valley formation. Similarly it militated against the suggestion of downward drag by magmatic currents. He had held this view for nearly thirty years, but in 1929, influenced by the views of Bailey Willis, he exchanged reverse faults for ramps, but later returned to his original hypothesis because further study of rift valley movements, in the speaker's view, rendered the ramp theory untenable.

The disposition of the eastern and western rifts in relation to a central area, the northern part of which was occupied by Lake Victoria, recalled an inverted question mark on the one hand (Eastern Rift) and one the wrong way round (Western Rift) on the other. This most strongly suggested a resistant block between them, a fact to which Kent had already called attention. Rift valley problems were complex; but in Uganda deep seated compression and subsequent shear made most of the picture.

A. W. GROVES (Great Britain, formerly Uganda) noted that Mr. Wayland had referred to the relative paucity of visible thrusts associated with the Albertine Rift, but the speaker pointed out that there was abundant evidence of shearing movements to be found by petrographic examination of the adjacent rocks. He recalled that in an earlier paper ("Petrology and the Western Rift of Central Africa," *Geol. Mag.*, Nov., 1932, pp. 497-510) he had described the results of such an examination of the gneisses of the eastern border of the Albertine Rift near Butiaba. Over a zone parallel to the rift, and probably several miles wide, there were many belts of shearing varying from simple mortar structure to the most intensely milled mylonites. Some of this shearing movement and its accompanying metamorphic effects might admittedly be of great geological age, but certain of the micro-thrusts to be seen in thin section were crowded with small crystals of a blue, sodic amphibole. As these occurred in a series of calc-alkali gneisses they appeared to provide the strongest evidence that part at least of these shearing movements was related to the later rift valley movements and their associated extrusions of alkaline rocks.

The speaker shared with Dr. McConnell the view that the African rift valleys represented major lines of crustal weakness along which movement had been renewed at intervals over a great period of geological time.

L. CAHEN (Belgian Congo) remarked that in the Upemba Rift Valley (Belgian Congo), which is a south-western portion of the western rift valley, there was evidence that the Pleistocene faults responsible for the present aspect of the rift valley were preceded by repeated faulting from Pre-Cambrian onwards. All these ancient faults were parallel to the Pleistocene faults.

R. B. MCCONNELL (Tanganyika), in reply to a remark of Dr. Cloos said that in South-West Tanganyika some of the rift faults had been observed, and their attitude was steep; in three of the best exposures the faults were vertical.

H. CLOOS (Germany) said that he would like to thank the Chairman for allowing him to say a few words in conclusion. The meetings dealing with the subject "African Rift Valleys" had brought forth a number of new and important observations but still no uniform explanation of that important problem. "Tension" and "compression" still opposed each other; certain authors tried to explain the fracture systems by component dissection of pressures acting uniformly over great distances. The speaker knew only small areas of East Africa, but had again received the impression from the lectures of the Congress section that that tropical area was less favourable for the final solution of the world-wide graben problem than smaller examples in the arid sub-tropical lands and in the regions of Pleistocene glaciation. Exact measurements on the fault planes seemed impossible in East Africa. In better exposed areas, such as Norway, Sweden, the Rhine Graben, and in the western United States, such measurements showed without exception widening displacements on faults which dipped with $45-65-80^\circ$ against and under the downthrown block. The angle of dip was much more shallow than the inclination of the tilted block to the other side, i.e., the tilting was not strong enough to compensate the elongating effect of the displacement.

The work and lectures of F. Dixey and R. B. McConnell appeared to him to be most significant in so far as they permitted the recognition of an older, partly very old, in fact even partly Pre-Cambrian disposition for the young fractures.

Dr. Cloos said he had investigated such persistent disturbances since 1910 in South-West Africa ("Waterberglinie," "Damarascheitel"), and there too many later works had brought forth the conception that the continent had been dissected at a very early time—already in the Pre-Cambrian—by "geosutures" into "basement blocks," and that these features had determined all further development up to the present day picture of the great structures and morphology.

The influence of old joints or zones of weakness on the later tectonics permitted experimental testing and observation. In a dissertation at Bonn, the speaker had been able to show, together with M. Ekkernkamp, that the diverting effect of pre-existing joints on new fractures could surpass 60° (excellent examples from Africa).

As a result, one could not be too careful in the application of the strain ellipsoid. In fact, practically only those structures could be directly analysed mechanically whose origin in a quasiisotropic and homogeneous medium was secured (e.g., in many plutons).

On the other hand, reference to old structural preformations clarified numerous tectonic problems which up till then had remained in a confused and contradictory state. For a true picture of global geology by means of the rift valley problem, the following played an important rôle: strong vertical movements proceeding along pre-existing "geosutures" would produce the conditions required for deep-seated disruptions, such as were found in Africa, Western North America and elsewhere. If the additional vertical component were missing, the graben would remain small, being fostered only by the ordinary lateral movements in the crust. It appeared that the East African together with the European chain of rift valleys formed a single main suture of the planet which had persisted through the whole history of the earth. For it divided the anti-pacific hemisphere of the earth almost exactly in two. On the other hand, a rift could not be considered as the initial stage of a continental drift according to A. Wegener, if it cropped up persistently on the same spot after very great time intervals, and never exceeded a certain breadth.

9. *Pleistocene Division* (Meeting of August 27th)

L. S. B. LEAKEY (Kenya) presented the proposal (Annexe II) adopted by the first Pan-African Congress on Prehistory which was held at Nairobi in January, 1947, suggesting the use of the terms Kageran, Kamasian, and Gamblian to represent the three terms of the Pleistocene. Dr. Leakey suggested that the Kamasian should be subdivided. The Congress at Nairobi had put forward the request that the Geological Congress should recommend the use of these names in the whole of Africa, with the exception of the Mediterranean littoral. The discussion on this proposition was open to the meeting.

K. S. SANDFORD (Great Britain) enquired what parts of Africa it was proposed should be involved in the use of the suggested nomenclature.

R. M. SHACKLETON (Great Britain) thought it unfortunate that the term Kamasian should be adopted for one of the divisions of the East African Pleistocene while it was uncertain what age the lake beds in Kamasia were. It would surely have been preferable to take the name from a locality where beds of that age were typically exposed in a demonstrated sequence.

A. M. MACGREGOR (Southern Rhodesia) put forward several points concerning Southern Rhodesia.

G. MORTELMANS (Belgium) stated his agreement with Dr. Leakey's proposals. The "Quaternary" of the Congo, in the areas which had been studied, was closely connected in all ways to that of the neighbouring regions of Central and East Africa, and a common nomenclature was highly desirable. Relations with the Mediterranean basin and European stratigraphy were not at present possible.

N. MENCHIKOFF (France) remarked that the Quaternary of Northern Sahara had not yet been sufficiently studied to make any relationships with other African regions.

G. CHOUBERT (French Morocco) pointed out that for Morocco and for North Africa in general, it was easier to establish correlations with the Mediterranean than with East Africa. In view of the fact that the Quaternary of the Sahara was as yet little known, it seemed impossible to establish correlations from one part of the desert to another. However, as a working hypothesis and as proposed previously by Monsieur C. Arambourg, the following possible parallels could be presented:—

Gamblian — Flandrian and Grimaldian.

Kamasian — Tyrrhenian, Milazzian, Sicilian.

Kageran — Villafranchian.

P. FOURMARIER (Belgium) thought that work was not sufficiently advanced to apply to the whole of Africa the nomenclature suggested for one part; it would be necessary to put in hand numerous regional studies, and then by comparison of the scales obtained by these means, see if it were possible to arrive at a general survey and a single division for the whole of Africa.

S. H. HAUGHTON (South Africa) supported the idea of attempting to institute a standard nomenclature applicable to Africa south of the Sahara. The sequence of events in East Africa had been studied more intensively than in other parts of the territory and a subdivision was possible. Names for the stages were accepted by the Pan-African Congress on Prehistory and there would seem to be no real reasons why the proposed nomenclature should not be acceptable.

L. S. B. LEAKEY (Kenya) stated that, in his opinion, the nomenclature in question should, for the present, be used only for the countries south of the Sahara, since the term "excluding the North African littoral" used in the resolution of the Pan-African Congress was rather vague.

G. B. BARBOUR (U.S.A.) suggested that in voting members would be assisted by knowing the names and qualifications of the committee whose judgment they were asked to support—and asked whether the vote was to be taken on the amended proposal as presented by Dr. Leakey or on the original motion as formulated at Nairobi.

K. S. SANDFORD (Great Britain) considered that the use of the proposed nomenclature in Africa south of the Sahara was a matter for the geologists of those parts; but that its use throughout the continent, with the exception of the Mediterranean littoral (which seemed to be an almost meaningless term), was wholly undesirable.

S. H. HAUGHTON (South Africa) urged that the resolution be accepted; it had been proposed by a committee on which all the geological surveys south of the Sahara had been represented. He urged however that the resolution should be accepted in its present form and not with the modification proposed by Dr. Leakey.

L. L. FERMOR (Great Britain) mentioned that much research had been conducted in recent years into erosion surfaces in Africa: e.g., by Dr. Dixey in East Africa; by Dr. Lester King in Natal and Southern Rhodesia; and by others in Angola and the Belgian Congo. It seemed likely that this was

a pan-African problem, and that ultimately the successive peneplains of different parts of Africa would be correlated.

As the younger of these peneplains were post-Tertiary in age, he suggested that it would be premature to attempt to introduce a pan-African set of Pleistocene subdivisions without reference to these successive periods of uplift and erosion.

The President (Dr. F. DIXEY) proposed the adoption of the resolution of the Congress of 1937. This was agreed and, in consequence, presented to the Council (see Annexe II).

10. *The Kalahari System* (Meeting of August 30th)

L. S. B. LEAKEY (Kenya) said that as a result of work during 1948 in North-East Angola, it was possible to prove that the main thickness of Kalahari Sands about 100 metres thick could be dated as Post Middle Pleistocene (Post Kamasian) since clear sections showed it overlying Acheulean culture which could be used as a zone fossil. Two later redeposited Kalahari Sands also occur. The Acheulean culture was found on the surface of the so-called mid-Tertiary peneplain, but of course the penplanation might be of earlier date.

E. POLINARD (Belgian Congo) pointed out that in North Lunda there could be distinguished, south of the 8th parallel south, sands surmounting an almost continuous and little dislocated siliceous crust. This was the Kalahari *in situ*. To the north of the 8th parallel south, the crust was dislocated and, in the Belgian Congo, further north, it was reduced to blocks and plateau gravels. This was the remanié Kalahari. It was composed of sand like that to the south of the 8th parallel. The question which arose was whether these two sands were contemporaneous or if that which lay on the dislocated crust was younger. This problem was closely bound up with the definition, perhaps somewhat theoretical, of the Kalahari system presented by certain geologists of the Belgian Congo, namely that the continental deposits earlier than the Upper Pliocene were considered as Kalahari and that the later deposits were regarded as distinct from the Kalahari system. A definition of the Kalahari system agreeable to all geologists of central Africa was most desirable.

L. CAHEN (Belgian Congo) suggested that before discussing the extension of the Kalahari system northwards, it would be better to define correctly these beds in the south Congo basin. Belgian geologists included under the name of the Kalahari system from lower to higher: (a) sand and gravel beds, post-Karoo and probably Cretaceous; (b) soft sandstone and silicified rocks with fresh water fauna; (c) sands of ochre colour. Each of these subdivisions was separated from the following by a large surface of erosion: Cretaceous between (a) and (b), mid-Tertiary between (b) and (c). The Belgian geologists limited the Kalahari system to the late Tertiary peneplain and placed in the Pleistocene all the beds subsequent to this peneplain. At the bottom of these last beds the Kafuan culture was often found. The Pleistocene sands and those which the Belgian geologists called the Kalahari sands could not be distinguished by the naked eye; preliminary petrological study (granulometric analysis, etc.) which had been done made it clear that they could be separated in a laboratory.

E. J. WAYLAND (Bechuanaland) was able to claim an intimate knowledge of the Kalahari over very wide areas, and in places dotted about over an area much larger than France. He had, during the last five years, found irrefutable evidence of the post-Acheulean age of the Kalahari sand. Moreover, in several places it could be proved post-Jauresmith. The Kalahari sand had blown more than once and a widely distributed silcrete (Botleke Beds) proved to be a silica-cemented desert sand, from which Chellean and Acheulean tools had been made, but the speaker had never found a Kafuan tool made of this substance.

On the other hand he knew of thick silcretes that carry at and near their base water-worn Kafuan artifacts. A much later blowing of the Kalahari sand contained microliths. (There was evidence that these arid and semi-arid periods had been separated by moist to wet ones.)

G. BOND (Southern Rhodesia) said that the age of the Kalahari sand had been difficult to determine in Southern Rhodesia, but the new evidence from Northern Rhodesia and Angola presented by Dr. Leakey and from Bechuanaland by Dr. Wayland strongly supported the post-Acheulean age of

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

the main mass of the sand. Wherever they had been able to date the sands in Southern Rhodesia, which were the direct extension of the sands of the Kalahari itself, they were post-Acheulean and post-Sangoan.

G. MORTELMANS (Belgian Congo) believed that there was some confusion in the use of the term "Kalahari sands." This confusion would be removed if it were agreed that this type of deposit corresponded to particular climatic conditions. In the Belgian Congo, these sands were always barren from the prehistoric point of view and were normally found some 100 to 200 metres higher than an imperfect peneplain with a laterite surface. It was from this end-Tertiary surface that Prehistory made its first appearance with completely defined Kafuan. In the Belgian Congo, the Kalahari sands were therefore definitely Tertiary and earlier than the peneplain of the end of the Tertiary.

Passing to regions further south, the Kalahari sands could be seen resting on Acheulean deposits. This situation, which was the reason for the confusion in the use of the term Kalahari, could be easily settled if one accepted a southward movement of the arid conditions after the Middle Tertiary.

Regarding Dr. Wayland's point that the use of silcrete only commenced with the Acheulean and that he had no knowledge of the use of this material during the Pebble Culture age, it was worth noting that if such was, for practical reasons, generally the case, there were however some exceptions. Dr. Cahn had discovered, in the Kasai basin, a typically Oldawaian artifact in silcrete. This was now preserved in the Leopold II Museum at Elisabethville. Pebbles derived from old conglomerates could be used immediately, whereas silcrete, even in pebbles, was generally less well worn and less directly usable. This was in his opinion the reason for the marked predominance of Pebble Tools in rocks other than silcrete. No conclusions could be drawn as to the age of the silicification.

On the proposal of several members, it was agreed to recommend the setting up of a sub-commission charged with looking into problems relating to the definition of the Kalahari system (see Annexe IV).

VII. SPECIAL DISCUSSIONS

Three subjects had been proposed for the discussions of special problems:—

(a) The origin of carbonatites.

(b) The correlation of the stratigraphic scales of the Ubangi and Lower Congo.

(c) The formations of the central Congo basin: their stratigraphic composition and age.

Through shortage of time only the first discussion took place.

Carbonatites (Meeting of August 30th)

W. PULFREY (Kenya) briefly described the occurrence of carbonatite masses in the Kavirondo district of Kenya, at the western end of the Kavirondo Gulf grabens where they occurred in the interior of Miocene volcanoes. He stated that the carbonatites occurred as plugs or as ring structures, one case having two concentric rings of carbonatite separated by a screen of other rocks. It had not been yet possible to decide whether the ring structures were of ring-dyke or of cone-sheet form. In some cases an outward dip could be seen, in others an inward dip. Replacement textures were evident in the carbonatites, but were restricted so far as present knowledge goes to the replacement of iron-magnesian-lime carbonates, by a more calcareous limestone. It was considered however that the masses probably arose by replacement of earlier rocks, as replacement phenomena were prolific in neighbouring ijolite, and syenites considerably replaced by calcite were found.

The source of the lime-bearing solutions was unknown. There could be no question of the foundering of higher beds, while the use of the relatively thin Miocene limestones would require their drawing in from miles around to yield the tremendous masses of the carbonatites. It was also to be noted that normal Miocene limestone outcrops in nearby areas were unaffected.

In reply to a statement by Dr. Dixey on the vertical streaking of the carbonatites of Chilwa, the speaker explained that a similar vertical streaking was found at Rein and on Homa Mountain in Kavirondo. It was represented by lines of dark minerals, as separate crystals or clots of magnetite,

phlogopite, pyroxenes, etc. The lines were however of irregular distribution and the speaker considered them as more an indication of replacement than some form of injection of a hydrothermal magma.

Dr. Davies had suggested, following Daly, that a form of hydrothermal injection might account for the emplacement of the carbonatites and pointed to the occurrence of primary calcite in some of the rocks of Uganda. The speaker stated that he agreed that primary calcite was found, but indicated that at Rein and Homa it could be found in the upper parts of ijolite intrusions as a replacement product, and that various other primary minerals, including cancrinite, were also enriched at the same places. In addition there was also in the cupolas an enrichment in potash of the nephelines of the intrusions, which though potash-rich at lower levels are still more potash-rich at higher levels.

A. M. MACGREGOR (Southern Rhodesia) said that two alkaline ring complexes occurred in the Savi valley in Southern Rhodesia. A cross section was exhibited to show the relation of these to the Umkondo system in the Melssetter district. At Dorowa where development of phosphate deposits was proceeding, an outcrop of limestone was surrounded by a ring of syenite hills, about a mile in diameter. The syenite agreed closely with the fenite and tveitosite of Norway. The limestone was of very fine grain and contained pencil-thick seams of micaceous material with parallel contortions. It was closely similar to the Umkondo limestone. The outer flanks of the syenite ring hills were riddled with intersecting dykes of vermiculite rocks containing 15 to 20 per cent of apatite. Similar dykes were exposed dipping inwards in an adit in the inner slope.

At Shawa ten miles to the south of Dorowa two concentric rings of hills enclosed a central mass of dolomite. The inner ring was composed of brecciated dolomite with much magnetite and some nodules of magnetite-apatite rock. Around this ring the low ground was mainly dolomite with intrusions of dunite, pyroxenite, ijolite, and syenite. The outer ring was composed partly of ijolite and syenite but mainly of gneissic granite which had probably been baked by the intrusions. As no crystalline limestone was known to occur in the gneiss which surrounded the ring structures for a distance of 50 miles radius, the carbonates could not have been brought up from below, but it was feasible to believe that both the limestone and the dolomite had dropped as cauldron subsidences from formerly overlying Umkondo beds. The syenite had the form of a ring dyke as defined in the Tertiary volcanic rocks of Scotland. The very abundant vermiculite-apatite dykes, which apart from the high P_2O_5 and H_2O had a composition very close to that of some alnöites, might have the general form of cone sheets. Other occurrences of alkaline rocks were known elsewhere in the eastern part of Southern Rhodesia. Twenty miles north of Birchenough Bridge they were in intrusive contact with basal Umkondo limestone, and nepheline-bearing dykes and sills were intrusive in Karroo sedimentary rocks in the angle between the Lundi and Sabi rivers in the south-east corner of the colony.

K. A. DAVIES (Uganda) spoke of the development of two ages of volcanoes in Uganda, one post-Karroo and one Miocene. Volcanoes of both ages had been dissected, giving rise to regular ring structures set in the granite, the outer ring being of ijolite-dunite-pyroxenite, etc., the middle of apatite-mica-magnetite, and the inner circle of carbonatite which might be coarse limestone with mica, magnetite and smaller amounts of many other minerals. In other carbonatite cones the rock was sideritic. There was evidence for considering this carbonatite of hydrothermal origin in place(?).

J. W. BRANDT (South-West Africa) considered that a survey of an area in the north-eastern Transvaal carried out in the course of the years 1936-1942 incorporating the Palabora igneous complex and the well-known marble-pyroxenite-syenite assemblage of Loolekop previously described by S. J. Shand and A. L. du Toit, had shown that carbonate solutions had invaded the rocks of the fundamental complex through brecciated vents.

The Loolekop assemblage of rocks consisted of a centrally situated marble plug which divided the association of rocks into southern and northern portions each of which contained in the centre a plug of mica peridotite surrounded by pyroxenite, shonkinite, and syenite. The older granite was brecciated in contact with the pyroxenite, and syenite was intrusive into the pyroxenite. There was a radial distribution of the carbonate veins intersecting the pyroxenites, syenites and mica peridotites.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

An instance could be cited where the carbonates carried inclusions of microcline. The magnetite present in the marbles was titanomagnetite.

With the above field data supported by chemical analyses the carbonates were considered to be the residual "pegmatites" of the Palabora magma.

VIII. PRESENTATION OF PERSONAL CONTRIBUTIONS RELATING TO AFRICA

A large number of personal contributions on African geology were presented to the Association and are published in this volume. Because of the pressure of other business, only one of these papers was discussed.

With reference to the paper by L. de Loczy on the Trias of Morocco, H. Termier (Algeria) remarked that M. de Loczy had been struck by the resemblance which existed between the dolomite limestones of the Middle Atlas and the Alpine Trias. H. Termier had himself visited the Middle Atlas in 1925 and had for a long time searched in vain for *Myophoria*. Dolomite limestones and dolomites had developed in the Pliensbachian and even in the Domerian (Ifrane). None of the organisms mentioned by M. de Loczy was characteristic of the Trias. The special *Megalodus* appeared in the Lias where it was associated with multi-folded Terebratulæ and with *Opisoma* (this species was, according to C. Dechaseaux, the ancestor of the Diceratidae and Rudistes). Species of *Gervilleia* appeared very high in the series: *G. acuta* was found in the salt beds of the Bathonian and resembled a form of Algerian Muschelkalk. The Dasycladaceæ were known in Morocco in the Sugerian of the Anti-Atlas (collected by G. Choubert) and H. Termier had seen them fairly high in the Lias. A. Carozzi (Geneva) had noticed them in the Purbeckian. Everywhere that definite Trias was known in North Africa, the facies was Germanic rather than Alpine. The vermiculite limestones of the Algerian Muschelkalk recalled those of Spain. In Morocco the Trias discovered by J. Marçais showed a dwarf fauna of small lamelli-branchs with *Myophoria* and small gasteropods.

The complete Trias could be determined by following the works of Martin Schmidt, an author who had also studied the Spanish Trias. It was composed of lagoon faunas and not reef faunas. M. Termier therefore expressed disagreement with M. de Loczy and hoped that he would continue his research in order to obtain specific determinations.

IX. CLOSE OF THE SESSION (Meeting of August 30th)

The President (Dr. F. DIXEY) said that he was glad to record the great success of the meetings of the Association of African Geological Surveys during the Session in London, and expressed his hope that this success would be repeated and extended during the next Session of the Congress in Algiers. He thanked all members for their interest and for the interesting contributions which they had made.

On behalf of the members of the Association he expressed particular gratitude to the Secretary (F. Blondel) for all the work he had done and especially for the organization of this session.

E. O. TEALE (Tanganyika) seconded the President's last proposal.

The President declared the meetings closed.

Annexe I

COMMISSION FOR THE INTERNATIONAL GEOLOGICAL MAP OF AFRICA

This Commission met on Wednesday, August 25th, at 2 p.m. Dr. Dixey, President of the Association of the African Geological Surveys, was in the chair.

1. REPORT OF THE ASSISTANT SECRETARY GENERAL

The Assistant Secretary General of the Commission, M. F. Blondel, read his report as to progress of work on the Map to date. This Report is attached hereunder.

The Chairman expressed his satisfaction with the progress made and thanked the Secretary General and his assistants for the work they had done. He said he felt sure that the work undertaken would soon be brought to a satisfactory end.

The Commission expressed agreement with the Chairman's words.

2. RENEWAL OF MEMBERSHIP OF THE COMMISSION

The Chairman referred with deep regret to the death of Professor A. Lacroix, the eminent scientist and President of the Commission since its inception. He proposed that Professor A. Lacroix be succeeded by M. de Margerie, who was one of the initiators of the Map, and whose help had been invaluable throughout. He was glad to announce that both the Vice-Presidents of the Commission, Sir Edward Bailey and Professor Fourmarier, were present at the Congress, and proposed that they both be re-elected to this office. The proposal was carried unanimously.

The Chairman proposed that the Assistant Secretary General of the Commission, M. F. Blondel, be elected Secretary General in place of M. de Margerie, who had now been elected President. The proposal was carried unanimously.

The Chairman said that membership of the Commission up till now had been by nomination. In view of the many changes which had taken place among those concerned, this method had been found to be impracticable. He proposed that from now on membership of the Commission be restricted to:—

(a) The Directors of the Geological Surveys of the various African territories.

(b) Such geologists as might be chosen for their particular knowledge of African problems.

The proposal was carried unanimously.

F. DIXEY, Chairman.

REPORT OF THE ASSISTANT SECRETARY GENERAL

GENERAL ORGANISATION OF WORK

The Secretary reminded members that the publication of the International Geological Map of Africa to the scale of one five-millionth was decided upon at the Brussels Congress in 1922, under the directives of a commission presided over by M. A. Lacroix and of which the secretary general was M. de Margerie. Various difficulties delayed the commencement of the work for some considerable

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

time and to hasten its execution the Bureau d'Etudes géologiques et minières coloniales was entrusted with the work in 1934. The director of this Bureau, M. F. Blondel, was appointed Assistant Secretary General of the Commission.

Preliminary exchanges of opinion then took place between the various African Geological Surveys to determine what documents should be used to establish the project of an index for the complete Map, and to discuss the principal correlations which should be adopted. In view of the immensity of the African Continent and of the great difficulties encountered in its geological problems, it appeared preferable to carry out a work of international co-operation rather than a personal opus under a single signature. This method had the drawback of entailing very long delays in correspondence for adjustments of views between the various Surveys. Nevertheless it was considered to be the method most akin to the spirit of international co-operation represented by the Commission.

These exchanges of opinion showed the interest of close relations between the various African Geological Surveys. In order to materialise these relations it appeared opportune to create in 1937 an Association of the African Geological Surveys, working as executive agents of the Commission and whose secretaryship was entrusted to M. F. Blondel.

The adjustment of the correlations and of scientific research in connection with the Map, as well as the actual execution of it, were carried out at the Bureau d'Etudes géologiques minières coloniales in Paris, and the Commission is greatly indebted to the particular help brought to this work by M. C. Kilian and to the zeal of M. G. Daumain. The organisation and its decisions were ratified by the Commission during the Moscow Congress in 1937.

PROGRESS OF WORK

The general Map of Africa was divided into nine sheets. The first sheet (No. 1, North-West Corner) was published in May, 1936, and presented at the Moscow Congress. Available stocks of this sheet having been destroyed during the war in 1943, the second edition was published in 1946.

Sheet No. 2 (Centre North) was published in 1948 (Contours determined in February, 1940). Sheet No. 3 (North-East Corner) was published in 1947 (Contours finally determined in June, 1939). Sheet No. 4 (West) is now in print (August, 1948). A printers' proof was presented to the Congress in London. Sheet No. 5 (Centre) and Sheet No. 9 (South-East Corner) were presented in draft form to the London Congress. They are ready for printing subject to such changes in correlations as may result from the discussions at the present Congress. Sheet No. 7 (South-West Corner) has been reserved entirely free for the general descriptive index.

There only remains, therefore, the preparation of Sheet No. 8 (Centre South, South Africa) and Sheet No. 6 (East, East Africa). It is to be hoped that, subject to no unforeseen circumstances, the Map will be entirely finished for the next Congress.

FINANCIAL REPORT

The above work was carried out thanks to important contributions from France and French overseas territories on the one hand, and from Belgium and the Belgian Congo on the other.

More limited contributions were made by Uganda, Southern Rhodesia, and Egypt prior to the war.

In order to bring this work to a successful conclusion, it is obvious that further contributions will be necessary, and it would be eminently desirable that such territories as had not yet contributed on any considerable scale should now carry their part of the burden.

F. BLONDEL,
Assistant Secretary General.

Annexe II

RESOLUTION CONCERNING THE DIVISION OF THE AFRICAN PLEISTOCENE

The Association of African Geological Surveys recommends the adoption by the Congress of the following resolution agreed by the first Pan-African Congress on Prehistory in January, 1947:—

“The Pan-African Congress on Prehistory recognises the great difficulties encountered in applying to Africa the classic European terminology for the period extending over immediately before, during, and after the Eur.-Asiatic glacial period and recommends that:—

1. Africa should be treated at the present time as a geological unit distinct from Europe for this period and an African nomenclature should be used for the deposits and fauna of the period on the African continent, excluding the North African littoral.
2. The series which is recognised in East Africa should be used for deposits and fauna as a basis for the development of African terminology.
3. Certain stratigraphical unities should be recognised in East Africa which are from upper to lower, starting from the present period:

Nakuran
Makalian
Gamblian
Kamasian
Kageran

4. These resolutions should be transmitted to the Secretariat of the International Geological Congress in London for their consideration.

Annexe III

RESOLUTION CONCERNING THE STUDY OF STROMATOLITES

The Association of African Geological Surveys draws the attention of the International Paleontological Union to the fundamental value which the comprehensive study of Pre-Cambrian and Cambrian algae or, in a more general fashion, Stromatolites, would give to geology of the African continent. If the Union agrees to undertake this task, the Directors of the Geological Surveys in Africa should be advised, with the request that they should submit specimens when these could be collected.

Annexe IV

RESOLUTION CONCERNING THE KALAHARI SYSTEM

The Association of African Geological Surveys recommends the setting up of a sub-commission to study the distribution and correlation of the Kalahari Sands.

2—REGIONAL NOTES AND SYNTHESSES

North Africa—Asia Minor

LES TRAVAUX GÉOLOGIQUES DE L. DUBERTRET EN SYRIE ET AU LIBAN

Par F. BLONDEL

France

EN 1928, L. Dubertret était chargé d'une première mission géologique en Syrie et au Liban; il put créer en 1931, avec quelques collaborateurs, une "Section d'Etudes géologiques." Les nombreux travaux exécutés ont été insérés dans les "Notes et Mémoires" dont les trois premiers tomes ont paru en 1934, 1937, et 1940.

Les travaux exécutés entre 1945 et 1948 par L. Dubertret et ses collaborateurs font l'objet du Tome IV de ces "Notes et Mémoires": "Etudes géologiques et géographiques sur le Liban, la Syrie et le Moyen Orient."

Ce tome traite non seulement de la géologie, mais aussi de la géographie physique, de la préhistoire, des anomalies de la pesanteur, de la météorologie, de la pluviométrie et de la flore de ces régions méditerranéennes.

Pendant la même période, les cartes géologiques régionales suivantes furent dressées par L. Dubertret:

- Carte géologique du Moyen Orient au 2.000.000e (1942).
- Carte géologique de la Syrie et du Liban au 1.000.000e (2e édition) (1941-1943).
- Carte géologique de la Syrie et du Liban au 1.000.000e (3ème édition) (1945).
- Carte lithologique de la Syrie et du Liban au 1.000.000e (1945).
- Carte lithologique de la bordure orientale de la Méditerranée au 500.000e (1941-1943).
- Carte physique du Liban et de l'Anti-Liban au 400.000e (1943).

Avec ses collaborateurs (MM. R. Wetzels, H. Vautrin, F. Heybroek), L. Dubertret a dressé:

- La Carte géologique (en 10 feuilles) au 50.000e (1945).
- La Carte géologique de la bordure méditerranéenne au 200.000e (Feuille de Tripoli) (1945).

Cette dernière carte, au 200.000e, de la bordure méditerranéenne doit comporter 4 coupures; les trois dernières sont en voie d'achèvement.

NOTE SUR LA GÉOLOGIE DE L'ANTI-ATLAS

Par G. CHOUBERT

Morocco

RÉSUMÉ

L'ossature de l'Anti-Atlas est formée par la dernière chaîne précambrienne orientée Ouest-Est. Le *Précambrien II* qui la constitue comporte des quartzites et des schistes peu métamorphiques et montre deux venues de granites et deux venues de roches vertes.

Le socle de cette chaîne est formé de micaschistes du *Précambrien I* orientés sensiblement Nord-Sud et comprenant au moins deux granites anciens accompagnés de migmatites.

Après son arasement, la chaîne précambrienne a été recouverte en discordance par la série continentale des laves et des conglomérats du *Précambrien III*. Des mouvements posthumes ont eu lieu au cours de sa formation et on arrive à y démembrer plusieurs complexes discordants.

Le Paléozoïque de l'Anti-Atlas est très complet et puissant. On y reconnaît cependant plusieurs lacunes: Le Géorgien comporte deux séries calcaires séparées par des formations continentales. Seule la série supérieure est fossilifère et représente donc véritablement le Géorgien. Une émergence partielle marque la fin du Géorgien. L'Acadien supérieur et le Potsdamien font également défaut. La lacune suivante se précise entre l'Ordovicien et le Gothlandien. Par contre le passage du Gothlandien au Dévonien n'est marqué que par des faciès peu profonds. Il en est de même pour le Strunien dans la moitié Ouest de la chaîne. A l'Est par contre le Tournaisien et même la base du Viséen font défaut.

Chaque lacune semble indiquer des contre-coups de mouvements tectoniques lointains. Les premières phases de l'orogénie hercynienne datent du Strunien-Tournaisien et de la fin du Viséen. Une phase, datant du Carbonifère supérieur, a provoqué la venue des dolérites. Le dernier paroxysme hercynien se place au Stéphanien moyen.

L'orogénèse alpine a soulevé l'Anti-Atlas en un gigantesque pli de fond. L'histoire de son soulèvement peut-être déchiffrée en étudiant les formations de bordure (la transgression cénomaniennne, les dépôts continentaux des Hammadas tertiaires) et l'évolution du relief.

INTRODUCTION

L'ANTI-ATLAS constitue le plus méridional des trois domaines architecturaux dont se compose le Maroc:

1. Au Nord- le domaine Rifain, ou Chaîne Alpine, dont le matériel géosynclinal s'est formé au cours du Secondaire et du Tertiaire. Il n'a subi que les effets du cycle orogénique alpin.

2. Au milieu- le Domaine Atlasique ou Domaine Hercynien marocain, n'est autre que la partie Sud de la Thétys des temps paléozoïques. Ce domaine a reçu sa configuration géologique au cours de l'orogénie hercynienne. Cependant il fut partiellement recouvert par les formations secondaires et localement tertiaires du type épicontinental (quoique par endroit subsidentes), et replissé par l'orogénie alpine (chaînes plissées du Haut et du Moyen Atlas).

3. Enfin au Sud- le Domaine de l'Anti-Atlas ou du Sud Marocain, représente la dernière chaîne précambrienne, qui au cours du Primaire formait la plateforme continentale, le long du bord Sud de la Thétys. Recouverte par des formations paléozoïques épicontinentales, localement subsidentes, cette chaîne précambrienne a été reprise et replissée par l'orogénie hercynienne. Après avoir subi cette deuxième époque orogénique, l'Anti-Atlas est définitivement incorporé au continent africain. Il devient en outre complètement figé et ne réagit aux mouvements alpins que pour donner un vaste bombement de fond, traversé par quelques cassures longitudinales.

L'intérêt géologique du domaine de l'Anti-Atlas consiste d'une part dans la superposition de plusieurs chaînes orogéniques consécutives qui s'échelonnent du Précambrien à l'époque alpine, d'autre part dans le fait qu'on peut y suivre pas à pas les oscillations des mers successives du Paléozoïque. Effectivement la plateforme continentale du bord Nord de l'Afrique était si parfaitement aplanie que des faibles mouvements épirogéniques, contre-coups des mouvements tectoniques lointains, provoquaient l'immersion ou la submersion plus ou moins complète de tout le Domaine.

Après les premiers itinéraires de reconnaissance effectués par A. Brives et surtout par L. Gentil en 1905 et 1923, les premières études géologiques de l'Anti-Atlas ont été effectuées par quatre auteurs: J. Bourcart à l'Ouest, L. Neltner et J. Bondon dans l'Anti-Atlas Central et L. Clariond à l'Est. Il faut également signaler les travaux de L. Moret, L. Neltner et E. Roch puis de J. Dresch, M. Gigout, H. et G. Termier pour le Nord, notamment pour le Massif Central du Haut-Atlas; ceux de N. Menchikoff pour le Sud, le synclinal de Tindouf et la chaîne d'Ougarta. Enfin le Maroc Méridional espagnol fut récemment décrit par M. Alia Médina. La plupart des fossiles cités dans cette note ont été déterminés ou revus par H. et G. Termier.

APERÇU GÉNÉRAL

Le Domaine de l'Anti-Atlas est bordé au Nord par le sillon préafricain à remplissage de Crétacé et de Tertiaire partiellement continentaux (Sous, sillon d'Ouarzazate-Tinerhir, plaines et hammadas de Ksar es Souk-Bou Denib). Sa limite architecturale avec le Domaine Atlasique suit assez fidèlement le pied Sud du Haut-Atlas, souligné par l'accident alpin sud-atlasien.

Sensiblement rectiligne dans l'ensemble et orienté W.-E. ou W.S.W.-E.N.E., cette limite décrit une vaste avancée au droit du " col du Sous " pour contourner le " promontoire de l'Ouzellarh " (Bloc Oriental du Massif Central du Haut Atlas). A l'Est elle englobe les montagnes de Talzaza et les sépare ainsi du noyau primaire de Tamlelt.

La limite Sud du Domaine de l'Anti-Atlas est moins précise. Tectoniquement c'est l'ensemble des bassins carbonifères: le bassin synclinal de Tindouf à l'Ouest, le bassin un peu plus complexe de Colomb-Béchar (Kenadza) à l'Est. Ils sont séparés par la chaîne d'Ougarta, élément structural purement saharien, qui n'est autre qu'une virgation de l'Anti-Atlas. Ses éléments partent de l'Anti-Atlas Central et Oriental et traversent ensuite obliquement (N.W.-S.E.) le Sahara septentrional.

Orographiquement le Domaine de l'Anti-Atlas est limité au Sud par la ceinture des grandes Hammadas crétacées et pontico-pliocènes: Hammada du Dra recouvrant le bassin de Tindouf; Hammadas de la Daoura, de Tounassine, de Taouz et le Kemkem superposés à une vaste zone d'ennoyage de la Chaîne d'Ougarta; enfin Hammada du Guir contournant l'Anti-Atlas à l'Est et masquant son raccord avec le bassin de Colomb Bechar et la zone tectonique de Talzaza.

La chaîne montagneuse de l'Anti-Atlas, constituée de terrains résistants précambriens et géorgiens, est orientée W.S.W.-E.N.E. A l'Ouest un premier ennoyage d'axe sépare l'Anti-Atlas occidental des montagnes d'Ifni qui longent la côte de l'Océan atlantique. Un autre ennoyage plus important encore en sépare le massif du Bas Dra (J. Taïssa-Guir) qui traverse la vallée du Dra et se continue dans le Maroc Méridional Espagnol.

L'Anti-Atlas Central s'élargit au Nord, où par le massif du Siroua il se joint au Bloc Oriental du Massif Central du Haut-Atlas. Il avance au S.E. par le chaînon d'El Graara-Zagora, un des premiers éléments ougartiens.

Au delà de la Tarhia (cluse) du Dra, par suite d'une réduction rapide de la puissance du Géorgien, l'Anti-Atlas Oriental se rétrécit considérablement: ce sont le Jebel Saghro séparé par un ennoyage d'axe du massif de l'Ougnat. Au delà d'Ougnat, la zone axiale de la chaîne s'ennoie sous les formations dévoniennes et carbonifères du Tafilalet, puis sous la hammada du Guir. Un petit massif précambrien (Massif de la Gara El Aness) apparaît cependant en bordure de cette hammada. Enfin le massif rhyolithique de Talzaza marque la terminaison extrême de l'Anti-Atlas à l'endroit précis où cette chaîne touche le Haut-Atlas Oriental.

La Chaîne axiale de l'Anti-Atlas est entourée par des plaines périphériques (feijas) établies sur des termes schisteux, peu résistants, de la série stratigraphique. Elles alternent avec des reliefs appalachiens, longitudinaux, formés des termes gréseux et quartzitiques résistants. Cependant, par suite d'une particularité lithologique qui consiste dans un développement progressif vers l'Est des faciès gréseux au détriment des faciès schisteux, ces plaines périphériques s'établissent de l'Ouest vers l'Est sur des termes stratigraphiques de plus en plus élevés, tandis que les termes inférieurs s'incorporent progressivement à la chaîne montagneuse axiale.

L'Anti-Atlas Occidental est entouré du côté Nord par le Sous à substratum cambro-ordovicien, au Sud par les feijas acadienne et ordovicienne, séparées des plaines gothlandiennes et dévoniennes du Dra par la chaîne monoclinale du Bani. Dans la zone d'ennoyage séparant l'Anti-Atlas proprement dit du massif du Dra inférieur, le Bani monoclinale passe en une série de synclinaux dite le "Bani plissé." Enfin au Sud du Dra, la chaîne viséenne de l'Ouarkiziz peut servir de limite avec le bassin carbonifère de Tindouf.

Dans l'Anti-Atlas Central, l'Acadien s'incorpore à la zone montagneuse et la première plaine périphérique est ordovicienne.

L'Ordovicien subit le même sort dans l'Anti-Atlas Oriental, où à partir d'Alnif, la première plaine périphérique est établie sur le Gothlandien. C'est en particulier le cas du vaste synclinal interne du Maïder. Enfin dans le Tafilalet, à l'extrémité orientale de l'Anti-Atlas, les plaines principales sont établies sur les schistes et grès viséens.

Par suite de l'ennoyage progressif de toute la chaîne anti-atlasique vers l'Est, une ceinture de plaines contourne son extrémité orientale et longe le flanc Nord de l'Ougnat et du Saghro. Comme le Sous à l'Ouest, ces plaines de l'Est se confondent avec le sillon préafricain.

PRÉCAMBRIEN

Précambrien I.—Le socle ancien de l'Anti-Atlas est formé par une série de séricito-schistes et micaschistes que j'appellerai *Précambrien I* ou *série des Zenaga*.^{*} L'intensité du métamorphisme qui l'affecte ne dépasse pas la zone méso-métamorphique. Le Précambrien I comporte deux granites dont le plus ancien, ou *granite mésocrate d'Azguemerzi*†, est producteur des migmatites; le deuxième, ou *granite leucocrate de Tazenakht*, est accompagné d'injections claires et d'une émission de pegmatites à tourmaline formant des filons ou des lentilles. Les deux granites peuvent être écrasés et transformés en ortho-méso-gneiss. Le Précambrien I est en outre traversé par un réseau de filons de dolérite. Ils appartiennent vraisemblablement à une venue magmatique plus récente (Précambrien II).

Le Précambrien I, qu'on peut assimiler avec réserve au Birrimien de l'A.O.F. a été plissé pendant l'avant dernier cycle orogénique précambrien. Les affleurements principaux du Précambrien se limitent à l'Anti-Atlas Central. Ils sont insuffisants pour reconstituer l'allure de l'avant-dernière chaîne précambrienne. Cependant par ses directions prédominantes méridiennes, cette chaîne semble continuer vers le Nord la plateforme africaine.

Le Précambrien II, ou *série de Kerdous*‡ est constitué de quartzites (jusqu'à 2.000 m.) suivis de schistes (plusieurs milliers de mètres). Il comporte localement à sa base des calcaires plus ou moins recristallisés (ils ont fourni des micro-organismes à Taghdout près de Tazenakht), où des conglomérats alternent avec des laves très altérées (Siroua). Le degré du métamorphisme de ces formations ne dépasse pas l'intensité de la zone épi-métamorphique (séricito-schistes).

Des zones isopiques basées sur le développement des faciès gréseux et quartzitiques peuvent être distinguées dans le Précambrien II. Elles s'allongent dans la direction W.S.W.-E.N.E. La zone médiane qui correspond sensiblement à la zone axiale de l'Anti-Atlas Occidental et Central, est caractérisée par un très grand développement des quartzites. Les zones externes sont essentiellement schisteuses.

Par opposition au Précambrien I, sur lequel il est discordant (par exemple la discordance de Tizi n'Taghatine décrite par L. Neltner), le Précambrien II est plissé dans le sens E.-W. ou E.N.E.-W.S.W. C'est donc la première véritable chaîne de l'Anti-Atlas, chaîne liminaire, qui s'est formée le long du bord du Continent africain. C'est aussi la dernière chaîne précambrienne qui pourrait être assimilée à la chaîne huronienne.

* Nom de la confédération des Tribus habitant la moitié Sud de la plaine interne de Tazenakht (Anti-Atlas Central).

† L'oued Azguemerzi draine la plaine interne de Tazenakht.

‡ Le Massif du Kerdous dans l'Anti-Atlas Occidental fut le dernier centre de résistance des insoumis (1934),

Les plissements de cette dernière chaîne précambrienne ont été accompagnés par quatre venues magmatiques:

(a) Des *serpentes* et des *gabbros* avec leurs variations leucocrates (diorites, localement anorthosites) et mélanocrates (pyroxénites), accompagnés d'amphibolites. Ils forment plusieurs bandes orientées E.-W. qui soulignent des accidents profonds importants. On les connaît surtout dans l'Anti-Atlas Central.

(b) *Granite syn-tectonique de Tazeroualt** dont les massifs à contours concordants sont allongés selon la direction générale (E.-W.). Ce granite a été atteint par le même métamorphisme que les schistes. Ses zones d'écrasement peuvent être transformées en ortho-épi-gneiss. L'auréole de métamorphisme des granites de cette venue, est très développée (jusqu'à quatre km.).

(c) Deuxième venue basique ayant donné des réseaux de filons de *dolérites*, ainsi que, localement, des petits massifs de gabbro. Cette venue remplit les cassures et les cœurs des anticlinaux dans les grands massifs quartzitiques de la zone axiale.

(d) *Granite post-tectonique de Tafraout†* formant des massifs arrondis (intrusifs), à contour discordant. Ces granites ne sont pas écrasés et leur auréole de métamorphisme est faible ou nulle.

Le Précambrien II forme toute une série de massifs et boutonnières ("taches"), disposés en deux rangées parallèles: la principale suit la dorsale de l'Anti-Atlas, la deuxième s'aligne sur son flanc Sud. Le Précambrien II forme aussi la majeure partie du socle du Siroua. J'attribue également au Précambrien II (venue de Tazeroualt) les granites du Bloc Oriental du Massif Central du Haut-Atlas et ceux du Jebel-Saghro.

La reconstitution de la chaîne précambrienne de l'Anti-Atlas malgré sa tectonique violente, permet de déceler une zone axiale qui suit sensiblement la dorsale actuelle et est jalonnée par des massifs quartzitiques et boutonnières de Précambrien I. Elle était bordée au Nord et au Sud par deux zones latérales essentiellement schisto-granitiques. La granitisation était au maximum le long du bord Nord de l'Anti-Atlas Central et Oriental: Bloc Oriental du Massif Central du Haut-Atlas, Jebel Saghro. Elle semble être plus faible dans l'Anti-Atlas Occidental.

Cette particularité aura une très grande importance pour le régime de sédimentation au début du Paléozoïque. Le Sous et la partie N.W. de l'Anti-Atlas Occidental seront soumis à une subsidence intense pendant la majeure partie du Primaire. Par contre, l'ensemble du Bloc Oriental—J. Saghro formera pendant longtemps des massifs émergés.

Le Précambrien III ou la *série d'Ouarzazate*, correspond à l'époque de destruction de la dernière chaîne précambrienne, et joue, par rapport à cette chaîne, le même rôle que le Permien par rapport à la chaîne hercynienne ou le "Old Red Sandstone" par rapport à la chaîne calédonienne.

Le Précambrien III est constitué de conglomérats et de grès généralement rouges, bruns ou violacés (sauf pour les complexes de base qui sont verts), et d'immenses coulées rhyolitiques, andésitiques et localement basaltiques, accompagnées de brèches et tufs volcaniques. C'étaient pour la plupart des émissions du type fissural. Cet ensemble volcanique et détritique se présente en une succession de complexes discordants qui témoignent de la persistance saccadée des mouvements précambriens posthumes pendant toute la durée de cette époque. Chacune de ces phases posthumes donnait des plissements locaux, déclenchait un nouveau cycle d'érosion et provoquait de nouvelles éruptions volcaniques. Peu à peu les mouvements posthumes deviennent de plus en plus faibles, de sorte que la série cambrienne repose fréquemment en concordance apparente sur le Précambrien III.

La série du Précambrien III n'est complète que dans les zones à réaction synclinale persistante: on peut y rencontrer jusqu'à cinq complexes successifs (Irhiri au N.E. du Siroua). Dans les zones à réaction anticlinale, elle est incomplète, ne comporte que les dernières coulées, ou fait même

* La plaine interne de Tazeroualt est l'avancée S.W. des terrains anciens du Kerdous.

† Le Bureau des Affaires Indigènes d'El Arbaa de Tafraout se trouve auprès de la bordure N.E. du Massif du Kerdous s.l.

complètement défaut. Enfin l'importance de l'activité volcanique décroît du Nord au Sud. La répartition des différentes formations du Précambrien III est de ce fait fort capricieuse.

PALÉOZOÏQUE; LA CHAÎNE HERCYNIENNE

Premier cycle sédimentaire cambrien (ou cycle éo-cambrien?).—La transgression cambrienne venant de N.W. a d'abord occupé la partie N.W. de la chaîne anti-atlasique. Elle a dépassé Irherm mais s'est arrêtée avant Taliouine. A cette première poussée transgressive correspond la *série de base* qui comporte d'abord des calcaires sombres débutant par un niveau conglomératique ou bréchique, puis des schistes verts. Les schistes sont légèrement transgressifs par rapport aux calcaires. La série de base, dont la puissance est de l'ordre de 100 m. n'a pas recouvert les principaux massifs quartzitiques qui à cette époque n'étaient pas encore aplanis.

La deuxième poussée de la transgression correspond à la série des *calcaires inférieurs*: la mer recouvre la majeure partie de l'Anti-Atlas. Sa limite N.E. passe au Sud d'Ouarzazate, de sorte que le Bloc Oriental du Massif Central du Haut-Atlas et le Sagro restent émergés. La limite S.W. traverse El Ayoun du Dra. Au S.E. la mer des calcaires inférieurs dépassait Zagora. Ce Golfe de Zagora semble s'orienter dans la direction de la future chaîne d'Ougarta. Sa terminaison S.E. est masquée par des formations acadiennes et ordoviciennes.

Avec les calcaires inférieurs, le régime subsident commence à fonctionner dans la partie N.W. de la chaîne. En bordure du Sous, ces calcaires dépassent 1000 m. Leur épaisseur baisse progressivement vers le S.E. où d'ailleurs des intercalations continentales rouges font leur apparition.

Aucun fossile n'est connu dans ces deux séries. D'autre part l'activité volcanique du Précambrien III continue localement. Ainsi un centre volcanique fonctionne près d'Alougoum (flanc Sud de l'Anti-Atlas Central) pendant toute la durée de ce cycle. Un autre est connu sur le flanc N.W. du Bloc Oriental du Massif Central du Haut-Atlas. On pourrait donc considérer ce premier cycle cambrien comme pré-géorgien ou éo-cambrien.

Une régression de très grande envergure termine ce premier cycle sédimentaire. La sédimentation calcaire n'est continue que dans la région Nord d'Ifni et de Tiznit. La majeure partie de la chaîne est recouverte par des formations rouges ou violacées qui témoignent d'un climat rubéfiant chaud. De l'Est à l'Ouest, cette *série lie de vin* est constituée d'abord par des conglomérats (Tifernine) provenant du massif du Sagro, puis de grès (Sud d'Ouarzazate) dans lesquels s'intercalent peu à peu des couches de schistes, enfin (Taliouine) des schistes violacés. A partir de la transversale de Tata, des bancs calcaires apparaissent dans les schistes. Leur nombre augmente progressivement vers l'Ouest et le Nord-Ouest. Par contre les niveaux des schistes violacés diminuent d'importance. On les perd définitivement à partir du col des Akhsas. Une succession de zones isopiques analogue se retrouve entre El-Ayoun du Dra et la région de Goulimine. Cependant les apports de matériel détritique étaient ici bien moins importants.

Cycle sédimentaire du Géorgien proprement dit.—Le deuxième cycle sédimentaire cambrien, à la fin duquel apparaîtront des *Archaeocyathidés* et des Trilobites géorgiens, est caractérisé par une transgression bien plus importante que celle du cycle éocambrien. La mer a recouvert presque tout l'Anti-Atlas à l'exception de sa terminaison orientale (Tafilalet s.l.) d'une part, et du massif Bloc Oriental—partie Nord du Jebel Sagro d'autre part. Ses limites Est et Sud sont masquées par le Silurien et le Dévonien du Dra et de l'Anti-Atlas oriental. Ce sont d'abord des calcaires (*série des calcaires supérieurs*), puis une puissante série *schisto-calcaire*, enfin les *schistes et grès terminaux*. Comme précédemment le maximum de puissance caractérise la partie N.W. de l'Anti-Atlas Occidental affectée par une subsidence intense (près de 2.000 m.).

Les *Archaeocyathidés** (*Archaeocyathus*, *Coscinyathus*, *Ethmophyllum*, *Protopharetra*, *Meta-cyathus*, etc. . . .) n'apparaissent que dans la partie supérieure de la série schisto-calcaire et abondent dans les faciès subrécifaux (calcaires bleus) très développés dans la partie Ouest et N.W. de la chaîne.

* Découverte de J. Bourcart en 1926-27 à Aglou.

Les principaux gisements d'*Archaeocyathidés* se trouvent dans l'Anti-Atlas Occidental et en bordure du Sous. L. Neltner a montré que les schistes qui alternent avec les derniers bancs à *Archaeocyathidés* contiennent des *Mesonacidés* (*Mesonacis*, *Wanneria*, *Callavia*) associés à des *Micmacca* et des *Strenuella*.

Les schistes, peu épais, qui font suite à la série schisto-calcaire peuvent contenir encore des récifs lentiliformes à *Archaeocyathidés* (marbres roses d'Amagour). Ils sont accompagnés par un faciès spécial, dit "calcaires scoriacés," formé de nodules, arrondis de calcaire, rappelant des concrétions d'algues, dans une gangue siliceuse ou silico-schisteuse. L. Neltner signale vers le sommet de ces schistes des *Dikellocephalidés* (*Resserops resserianus*, *Perrector perrectus*, *Eops eo*) ainsi que déjà quelques *Protolenus*.

Enfin, les "grès terminaux" très pauvres en fossiles doivent également être attribués à la zone à *Protolenus* (zone de Comley). En effet, comme nous le verrons plus bas, les schistes de la base de la série acadienne qui leur fait suite, comportent encore des *Protolenus*.

Les calcaires supérieurs ne dépassent pas l'Anti-Atlas Central. Le maximum de la transgression fut atteint au cours du dépôt de la série schisto-calcaire qu'on peut suivre tout au long du flanc Sud du massif du Sagro.

Par contre les grès de la série terminale, marquent une tendance régressive. Dans le Sud et le S.E. ils prennent une teinte fauve ou rose qui traduit des influences continentales. Leur maximum de puissance caractérise la région d'Alougoum-Zagora (partie Est de l'Anti-Atlas Central) et diminue progressivement vers l'Ouest, N.W. et le Nord. Les grès terminaux semblent être lenticulaires en bordure du Sous. Ils n'existent pas sur le flanc Sud de la chaîne dans la région de Goulimine. La reconstitution des courbes isopiques de cette formation révèle l'existence d'un éventail de sédimentation gréseuse dont le sommet s'oriente vers la chaîne d'Ougarta. Un sillon collecteur du matériel détritique devait donc exister sur l'emplacement de cette dernière dès la fin du Géorgien. Des apports semblables de matériel détritique, quoique plus localisés, ont eu lieu à l'Ouest, entre Assa et El Ayoun du Dra.

Il est à noter que la régression des grès terminaux est contemporaine de légers mouvements tectoniques connus autant en Angleterre (Shropshire) qu'aux Etats-Unis (Green Mountains dans les Appalaches).

Les intercalations schisteuses de la série schisto-calcaire sont tantôt vertes tantôt violacées. Dans les schistes terminaux la couleur verte prédomine. Ce développement des colorations vertes, ainsi que la raréfaction, puis disparition complète des bancs calcaires, semblent indiquer qu'à la fin du cycle géorgien le climat chaud et rubéfiant faisait progressivement place à des climats modérés normaux qui caractériseront les cycles acadien et ordovicien.

La puissance de l'ensemble des formations des deux premiers cycles cambriens dépasse 3.000 m. dans la zone subsidente en bordure du Sous. Elle n'atteint plus que 1.800 m. à Tata, 800 à 900 m. à Bou Azzer et diminue progressivement vers l'Est.

Cycle sédimentaire acadien.—Les "grès terminaux" à tendance régressive, sont suivis par la grande transgression acadienne qui, d'un seul coup, a submergé tout le Maroc et dont les traces ultimes ont été reconnues par N. Menchikoff jusque dans la Chaîne d'Ougarta (grès à Lingules). La limite Sud de la mer acadienne n'est pas connue. Cette mer n'a pas dépassé la Hammada de Tindouf. Au Nord elle a recouvert entièrement le massif du Sagro et le Bloc Oriental du Massif Central du Haut-Atlas.

La transgression débute par un niveau contenant encore la faune à *Protolenus* (découverte par J. Bondon et L. Neltner puis étudiée par L. Neltner et Mlle N. Poctey). Très constant malgré sa faible épaisseur (quelques décimètres à 60 m. au maximum) il a été retrouvé par L. Clariot jusqu'à l'extrémité Est de la chaîne (région de Tafilalet). Les *Protolenus* (*P. latouchei*) sont accompagnés de *Micmacca* et de *Strenuella*. Ce sont tantôt des schistes (bordure du Sous) tantôt un niveau bréchoïde connu sous le nom de "brèche à *Micmacca*."

Les termes suivants sont les *schistes verts* à *Paradoxides* (*P. bohemicus*, *P. méditerranéus*, *Strenuella*, etc. . .) ayant 500 m. d'épaisseur en moyenne, puis les grès et quartzites à *Conoryphe* et *Lingules*

(*C. heberti*, *C. sulzeri*, *Paradoxides mediterraneus*, *Ctenocephalus coronatus*, *Strenuella*, etc. . . .) mesurant 200 à 400 m.

Comme les "grès terminaux" du Géorgien, les grès à *Conocoryphe* marquent le début d'une phase régressive. En effet ni l'Acadien supérieur, ni le Potsdamien, ni le Tremadoc ne sont connus au Maroc. Comme la régression des "grès terminaux" du Géorgien, cette régression correspond sensiblement à l'époque de légers mouvements tectoniques de la fin de l'Acadien aux Etats-Unis.

Les grès à *Conocoryphe* augmentent considérablement d'épaisseur au détriment des schistes à *Paradoxides* à partir d'une ligne passant par Alougoum-Bou Azzer-Tifernine (Anti-Atlas Central). Leur puissance maxima caractérise la partie S.E. de la chaîne (régions de Zagora-Tazzarine). Comme à la fin du cycle géorgien, on y retrouve un éventail de sédimentation gréseuse venant du S.E. C'est donc encore une fois la zone qui plus tard sera occupée par la Chaîne d'Ougarta qui fournissait le matériel détritique. De même, comme pour les grès terminaux du cycle géorgien, des apports considérables de matériel détritique marquent aussi la bordure Sud de l'Anti-Atlas occidental (entre Assa et El Ayoun): des intercalations gréseuses sont ici nombreuses dans toute l'épaisseur des schistes acadiens.

Par contre au N.W. de l'Anti-Atlas, à Tiznit et dans le Sous les schistes prédominent. Dans la région de Tiznit, on retrouve encore les grès à *Conocoryphe* (grès ferrugineux d'Assaka, grès du Pont de l'Oued Massa). En s'approchant du Sous on les voit disparaître progressivement.

L'absence de calcaires, les faciès monotones de la série acadienne ainsi que le fait que la lacune du Potsdamien n'est soulignée par aucun dépôt rouge, semblent indiquer que le climat de l'époque était modéré ou même froid.

Cycle sédimentaire ordovicien.—La mer revient au Skiddavien. La série ordovicienne du Sud Marocain comporte quatre termes:

(a) *Schistes des Feijas externes* (épaisseur maxima 2.000 m.) qui correspondent au Llanvirn (*Didymograptus murchisoni*, *Asaphus tyrannus*, *Synhomalonotus aragoi*, *S. tristani*, *Iliaenus perovalis*, *Redonia bohémica*, etc. . . .) mais comportent à leur base un niveau skiddavien à *Ogygia* et au sommet, probablement les premières couches du Llandeilo (Cystoïdes).

(b) *Quartzites du Bani* (250 à 300 m.) du Llandeilo (leur faune: *Acidaspis buchi*, *Iliaenus perovalis*, *Synhomalonotus tristani*, des *Orthis*, etc. . . . ne comporte pas d'éléments caractéristiques).

(c) *Schistes et grès fins schisteux du Ktaoua* (350 à 400 m.) appartenant au Llandeilo supérieur (*Dalmatina proaeva*, *Pionodema redux*, etc. . . .) mais comprenant à leur sommet les premiers niveaux du Caradoc. (*Calymene incerta*, *Iliaenus zeidler*, *Acidaspis buchi*, *Hyalites elegans*, etc. . . .)

(d) *Grès et quartzites du deuxième Bani* (ou du Beni Selmane) (200 m.) caractérisés par *Brogniartia brogniarti* du Caradoc et une grande abondance d'*Orthis*.

La mer ordovicienne a recouvert tout le Maroc. Au Sud, elle dépasse généralement le synclinal de Tindouf. On trouve des schistes verts couronnés de quartzites dans la chaîne des Oumat (Oumat el Ham, Oumat Cheggag) au Nord de Fort-Trinquet (Bir Moghreïn) directement transgressifs sur les granites précambriens d'Yetti. Vers le Sud on peut suivre la disparition progressive des schistes, puis des grès contre la surface aplanie de ces granites. Par contre à l'Est de la chaîne des Oumat le Gothlandien est directement transgressif sur le socle (piste de Tindouf à Fort Trinquet).

D'après N. Menchikoff, la totalité de la chaîne d'Ougarta fut également submergée. Elle est ainsi transformée en bras de mer dès l'Ordovicien. Cependant les faciès gréseux y semblent être plus développés que dans le Sud Marocain.

Par opposition à ce qui s'est passé au Géorgien et à l'Acadien, l'influence de ce bras de mer sur le régime de la sédimentation dans le Sud Marocain, se traduit par un plus large développement des faciès schisteux au détriment des faciès gréseux. C'est ainsi que les deux Banis ne sont distincts que dans l'Anti-Atlas Oriental et au Ktaoua. Dans l'Anti-Atlas Central, à l'Ouest du Coude du Drâ, les schistes du Ktaoua diminuent d'épaisseur et disparaissent vers Foug Zguid. Au delà les deux Banis fusionnent et ne font plus qu'une seule unité morphologique.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Comme au Cambrien, les apports de matériel détritique deviennent abondants dans la partie occidentale de la chaîne (Assa el Ayoun du Drâ). A son extrémité Ouest (synclinal du J. Isko), l'Ordovicien se réduit à quelques 400 ou 500 m. où les schistes sont partiellement remplacés par des grès.

Une nouvelle régression, contemporaine des mouvements tectoniques, marque la fin de l'Ordovicien. L'Ashgill n'est pas encore connu dans le Sud Marocain. Les derniers grès comportent souvent des lentilles de poudingues (Anti-Atlas Oriental). D'autre part, surtout dans la partie occidentale de la Chaîne, le Gothlandien commence localement par des couches rouges. Cependant, la sédimentation entre l'Ordovicien et le Gothlandien pourrait être continue dans la région du Coude du Drâ.

Cycle sédimentaire gothlandien — Avec le cycle sédimentaire gothlandien, la transgression atteint son maximum. On sait que la mer gothlandienne a, d'une part, atteint le Hoggar d'autre part dépassé l'axe d'Yetti-Eglab. Cependant P. Gevin vient de montrer qu'une partie de ce massif est restée émergée. Cet éloignement considérable des côtes pourrait expliquer l'absence des faciès gréseux au Gothlandien.

En effet le Gothlandien est représenté par son faciès habituel de schistes pélagiques noirs ou gris à Graptolithes qu'on retrouve d'un bout à l'autre de la chaîne. C'est le Taranon ou les zones 22 à 25 de Miss G. L. Elles (*Monograptus galaensis*, *M. spiralis*, *M. priodon*, *M. vomerinus*, *Retiolites geinitzianus*, etc. . . .) qui sont les mieux caractérisées pour le moment. On ne sait pas encore si le Llandovery est complet. Le faciès des schistes "carburés" est remplacé au Ludlow moyen par des calcaires bleus à *Cardiola interrupta*, Orthocères et Crinoïdes.

Les niveaux supérieurs du Gothlandien sont de nouveau schisteux, mais deviennent roses ou violacés. Ils n'ont pas encore fourni de fossiles autres que des Orthocères de petite taille.

Dans le Dra la puissance totale du Gothlandien dépasse certainement 500 m. et se rapproche de 1.000 m.

La régression de la fin du Gothlandien qui correspondrait aux contre-coups des mouvements tectoniques calédoniens, semble être moins générale dans le Sud Marocain que les régressions précédentes. Cependant le Gédinnien n'a pas encore pu être identifié dans les plaines du Dra (moitié Ouest de la Chaîne). Il faut rappeler que le Gédinnien a été défini dans le Haut-Atlas par M. Gigout (*Spirifer inchoans*) et dans la chaîne d'Ougarta par N. Menchikoff (*Spirifer digitatus*). Il existe vraisemblablement aussi dans l'Anti-Atlas Oriental (L. Clariond).

Le climat gothlandien semble être plus chaud que les climats qui caractérisaient l'époque allant du Géorgien supérieur à la fin de l'Ordovicien. Les colorations rouges et roses à la base et au sommet du Gothlandien ainsi que la réapparition des calcaires en seraient la preuve.

Le Cycle sédimentaire dévonien. — L'histoire dévonienne du Sud Marocain est fort complexe. La mer dévonienne, quoique en retrait par rapport à la mer gothlandienne, recouvre la totalité du Sud Marocain ainsi que ses régions voisines: la Chaîne d'Ougarta et la majeure partie du Massif d'Yetti-Karett-Eglab. Les déplacements de la ligne côtière n'intéressent pas la zone synclinale de Tindouf.

Trois zones paléogéographiques peuvent être définies dans le Sud Marocain. A l'Ouest (Plaines du Dra ou flanc Nord du synclinal de Tindouf), le Dévonien est constitué par des séries très puissantes (près de 2.000 m. pour l'ensemble du Dévonien) essentiellement schisteuses et relativement pauvres en fossiles. Au sein de cette série schisteuse, s'individualise d'abord le complexe *gréso-calcaire des Rich** caractérisé par une faune emsienne très riche et variée à Brachiopodes et Trilobites. (*Spirifer paradoxus*, *Sp. arectus*, *Sp. pellico*, *Sp. venus*, *Chonetes*, *Uncinulus*, *Atrypa*, *Leptaena*, *Athyris*, *Phacops fecundus*, *Pleurodictyum problematicum*, *Favosites*, etc. . . .). Les schistes qui le précèdent, contiennent une faune siegenienne à Brachiopodes, Polypiers et Gastéropodes. (*Sp. pseudo-speciosus*, *Sp. primaevus*, *Sp. bischofi*, *Platyceras*, *Worthenia*, *Bellerophon*, *Homalonotus ornatus*, etc. . . .). Immédiatement au dessus, vient la zone à *Sp. cultrijugatus*. Dans les schistes du Dévonien moyen (Eifélien) on connaît des bancs calcaires à Goniatites (*Latanarcestes subnautilus*, *Anarcestes plebeius*, *Subanarcestes*

* Les indigènes désignent par le mot Rich, les crêtes appalachiennes qui parcourent les plaines du Dra.

macrocephalus, *Agoniatites vanuxemi*). Un autre niveau à *Goniatites* se situe dans la partie supérieure des schistes très monotones du Dévonien supérieur (Fammenien) (*Lobatornoceras bilobatum*, *Cheiloceras* cf. *verneuili* de la Zone II de Wedekind ainsi que des *Spirifer verneuili*).

D'après L. Clariond, la zone isopique suivante (Zone du Maïder) est caractérisée par un Dévonien inférieur formé de schistes et calcaires à faune semblable, mais peut-être plus riche que celle des plaines du Dra, un Dévonien moyen (étudié par Mlle D. Le Maitre) comportant des récifs de Polypiers (Ouihalane, Issoumour, etc. . . .) accompagnés d'une riche faune de Brachiopodes (à *Sp. speciosus*), et un Dévonien supérieur encore essentiellement schisteux, mais déjà très riche en *Goniatites* (Fezzou): Frasnien à *Manticoceras cordatum* et Fammenien à *Sporadoceras*, *Wedekindoceras*, *Imitoceras*, *Oxyclymenia*, *Cystoclymenia*, *Gonioclymenia*, etc. . . .

Enfin, à l'Est, à part le Dévonien inférieur toujours peu profond (faune de Hassi Remlia étudiée par Mlle D. Le Maitre) tout le Dévonien est caractérisé par des faciès à *Goniatites*: ce sont des calcaires, marnocalcaires, calcaires griotte, parfois schistes, où tous les étages du Dévonien moyen et supérieur ont pu être caractérisés. En particulier les riches faunes de *Goniatites* et de Clyménies du Tafilalet ont permis à L. Clariond de distinguer toutes les zones de Wedekind (Frasnien-Famménien). Cette richesse extraordinaire en *Goniatites* est due sans doute à l'influence directe du célèbre " Sillon de la Saoura " qui correspond à la branche N.E. de la chaîne d'Ougarta. Le Tafilalet n'est autre que sa terminaison septentrionale.

La régression de la fin du cycle sédimentaire dévonien s'amorce au Dévonien supérieur qui d'après P. Gevin est gréseux sur le flanc Sud du Synclinal de Tindouf (grès en plaquettes). Dans le Dra le régime de sédimentation change brusquement avec les grès du Tazout (200 à 250 m.) représentant la zone d'Etroengt (Strunien). Ce sont des grès très peu profonds à ripple-marks et traces de verres. Ils ont fourni une faune abondante à *Spirifer verneuili* et *Sp. tornacensis*. Cet épisode régressif pendant lequel la mer s'est retirée à l'Ouest du Coude du Dra, correspond à la première phase des mouvements hercyniens, bien connue au Maroc. Au cours du Strunien-Tournaïen le Tafilalet, comme vraisemblablement la majeure partie de l'Anti-Atlas, furent exondés et même plissés (discordance du Viséen sur du Dévonien supérieur du J. Begaa, décrite par L. Clariond et Mgr. Délépine).

Cycles sédimentaires carbonifères.—La transgression reprend avec le Tournaïen qui est schisteux dans le Dra (600 à 700 m.). A l'Est, la mer tournaïenne semble avoir atteint la zone du Maïder (grès psammitiques du Khtatert n'Aît Khebbach à *Sp. tornacensis*); elle n'a pas atteint le Tafilalet. Au Viséen inférieur, la transgression s'étale et recouvre de nouveau tout le Sud Marocain. C'est ainsi qu'au Tafilalet, le plus éprouvé par les mouvements post-dévonien, le Viséen commence par sa zone la plus inférieure (=le Waulsortien).

Trois zones paléogéographiques nettement différentes s'individualisent au Viséen. Au milieu, au Tafilalet, on a une série très puissante (plus de 1.000 m.) schisteuse ou schisto-gréseuse. Comme au Dévonien, elle est caractérisée par des faunes à *Goniatites*, étudiées par Mgr. Délépine. La première zone du Viséen (Waulsortien) est caractérisée par une faune irlandaise ou belge à *Péricyclus rotuliformis*, *Nantellipsites hibernicus*, etc. . . . Elle sera d'ailleurs vite remplacée par des faunes banales: à *Munsteroceras* et *Mesocanites*, puis par des *Goniatites* classiques du Viséen (*G. striatus*, *G. crenistria*, puis *G. subcircularis*). Des lentilles calcaires à Brachiopodes ou récifales à Polypiers n'apparaissent que très localement à la base de cette série.

Par contre à l'Est dans le bassin de Colomb-Béchar (Oued Guir-Jebel Bechar) et à l'Ouest, dans le Dra (Jebel Ouarkiz) ce sont de puissants calcaires bleus à grands *Productus* (*P. maximus*, *P. giganteus*, *P. auritus*, etc. . . .) et Polypiers. Plus à l'Ouest encore, la série calcaire de l'Ouarkiz s'enrichit en niveaux gréseux.

La régression de la fin du cycle débute avec la phase tectonique post-viséenne. Comme l'a montré N. Menchikoff, la mer se retire définitivement du Bassin de Tindouf à la fin du Viséen: les calcaires de l'Ouarkiz sont suivis par une puissante série grés-schisteuse essentiellement continentale, encore mal datée, qui pourrait comprendre le Namurien et le Westphalien. Il est intéressant de signaler un

important épisode gypseux qui s'intercale avant les dernières couches marines (piste de Foum el Hassane à Tindouf).

Dans le Tafilalet la phase post-viséenne ne se fait pas sentir et le Namurien, toujours à Goniatices (zone à *Eumorphoceras bisulcatum*), est en continuité de sédimentation avec le Viséen.

Enfin au Westphalien, à la suite des mouvements postnamuriens, le régime marin est repoussé dans le Sud Oranais (Colomb-Béchar-Kenadza). Ce bassin a été caractérisé par une subsidence intense et l'épaisseur de la série westphalienne y dépasse 1.000 m. On y assiste à des allées et venues de la mer, traduites par une succession de petits cycles sédimentaires comprenant des couches marines (à Brachiopodes et Goniatices) suivies de couches continentales (à plantes) et indiquant une instabilité extrême du fond marin. Mgr. Délépine a pu y distinguer toutes les zones à Goniatices depuis le Namurien supérieur jusqu'au Westphalien supérieur. Certaines de ces intercalations marines semblent avoir atteint la région au Nord du Tafilalet (L. Clariond).

Vers le haut du Westphalien supérieur (Westphalien C) le régime devient plus franchement continental, la faune des intercalations marines devient saumâtre (*Myalina*, *Anthracomya*, *Discina*, *Aviculopecten*), et des veines de houille font leur apparition. La série se termine par un complexe gréseux rouge daté par P. Deleau comme étant déjà du Stéphanien inférieur.

Il semble que la phase paroxysmale principale des mouvements hercyniens ait eu lieu au Stéphanien moyen, car d'après les flores étudiées par W. J. Jongmans, les fosses subsidentes du pied Sud du Haut-Atlas (Ida ou Zal et Ida ou Ziki au bord Nord du Sous), ne commencent à fonctionner qu'au Stéphanien supérieur. Les formations continentales qui les remplissent (1.500 à 2.000 m.) et qui contiennent également un peu de charbon, sont discordantes sur un Paléozoïque intensément plissé et profondément érodé.

Venues magmatiques hercyniennes.—L'activité magmatique hercynienne fut très réduite dans le Domaine de l'Anti-Atlas. Elle consiste dans la mise en place de dykes et sills de dolérites passant aux gabbros quand le filon ou sill s'épaissit et prend la forme d'un laccolithe. L. Clariond a signalé la présence de norites dans le Maïder, G. Jourawsky, J. Agard et F. Permingeat des variétés claires tendant vers les syénites à Taouz.

Les dolérites sont généralement injectées dans le Dévonien. Elles sont plissées avec les formations encaissantes: leur mise en place est donc antérieure aux phases tectoniques paroxysmales.

Aucun granite hercynien n'est connu dans le Domaine de l'Anti-Atlas. Cependant le granite hercynien syn-tectonique du Tichka (Bloc Occidental du Massif Central du Haut-Atlas) se trouve à proximité immédiate de la bordure Nord du Sous. Ce granite est semble-t-il postérieur aux dolérites et contemporain d'un métamorphisme général peu intense (H. et G. Termier).

Je rappellerai que la mise en place du granite du Tichka fut suivie par celle des granites post-tectoniques, qui sont la grande majorité des granites hercyniens intrusifs du Domaine Atlasique.

Structure de la chaîne hercynienne de l'Anti-Atlas.—L'époque paroxysmale des mouvements hercyniens (phase post-westphalienne) devait comprendre deux paroxysmes séparés dans le temps. Le premier a plissé le matériel hercynien et a fait naître l'ensemble des plis de couverture ainsi que vraisemblablement certains plis de fond locaux. Le deuxième a soulevé l'ensemble de l'Anti-Atlas en un immense bombement de fond dont la forme correspond sensiblement à la chaîne montagneuse actuelle constituée de Précambrien et de calcaires géorgiens.

L'ensemble des plis de couverture est assez indépendant par rapport aux grands ensembles architecturaux. Il s'intègre dans l'ensemble de la chaîne hercynienne marocaine. On peut y distinguer trois systèmes de plis:

- (1) Le système mesetien ou de la Meseta* de direction méridienne ou légèrement N.N.E.
- (2) Le système atlasique principal W.S.W.-E.N.E. ou même W.-E.;
- (3) Le système ougartien ou de la chaîne d'Ougarta N.W.-S.E.

* On appelle Meseta la zone tabulaire du N.W. marocain à Crétacé et Tertiaire subhorizontaux.

Le premier prédomine dans l'Anti-Atlas Occidental: Il se continue ensuite, de l'autre côté du Sous, par le Bloc Occidental du Massif Central du Haut-Atlas, les Jebilet et la Meseta s.l.

Le deuxième joue le rôle principal non seulement dans le Domaine Anti-Atlasique mais d'une façon générale dans toute la chaîne hercynienne marocaine. Il forme la terminaison S.W. de l'Anti-Atlas, puis longe le flanc Sud de l'Anti-Atlas Occidental.

L'Anti-Atlas Central est caractérisé par une structure plus complexe et plus confuse. Les éléments tectoniques alternent ici avec des plis de fond locaux et donnent l'impression d'un enchevêtrement désordonné des trois systèmes plissés ci-dessus.

Au delà de cette zone confuse, le faisceau des plis atlasiques, rejeté jusque là sur le flanc Sud de l'Anti-Atlas, réapparaît sur son flanc Nord et forme dorénavant sa dorsale (région d'Ouarzazate-Saghro-Ougnat).

Enfin les différents éléments du système de plis de l'Ougarta se séparent de ce dernier faisceau d'abord dans l'Anti-Atlas Central (chaînon de Zagora), puis tout au long de l'Anti-Atlas Oriental. Il y résulte une tendance au croisement d'éléments tectoniques dont l'exemple frappant est le synclinal du Maïder avec sa forme en quadrilatère.

Les causes architecturales de ces trois systèmes de plis semblent être les suivantes: Les poussées venant surtout du Sud et S.E., les plis du système atlasique se forment le long du front rigide de l'arrière pays: à l'Ouest c'est le bord Sud de la fosse de subsidence qui a fonctionné dans la partie N.W. de l'Anti-Atlas; à l'Est c'est le front du continent africain représenté par la dorsale Saghro-Ougnat.

Le système mesetien est né dans la fosse de subsidence de la partie N.W. de l'Anti-Atlas. Ses éléments internes (orientaux) se moulent contre le bord Est de cette fosse, c'est à dire contre les massifs résistants de l'Anti-Atlas Central, et le promontoire de l'Ouzellarh (Bloc Oriental).

Enfin la direction ougartienne est celle de la zone faible traversant le Sahara septentrional qui comme nous l'avons vu existait dès le Géorgien. Comprimée au cours de l'orogénie hercynienne, elle a imposé sa direction aux éléments tectoniques de la moitié Est de l'Anti-Atlas jusqu'à leur rencontre avec le faisceau des plis atlasiques.

Le bombement de fond général, dont l'érection est postérieure au plissement de la couverture, est entièrement indépendant de ces derniers. Il n'est influencé non plus par les anciennes fosses de subsidence. Il résulte de la reprise par les mouvements hercyniens de la chaîne précambrienne anti-atlasique, c'est à dire du bourrelet frontal qui s'est formé en bordure du continent africain, lors des derniers mouvements précambriens. De direction W.S.W.-E.N.E. ce bombement de fond général tend à se confondre avec le système des plis atlasiques. Le faisceau des plis mesetiens ne l'influence que par le rejeu de ses plis de fond locaux (Ifni, massif de Kerdous, etc. . .) qui accentue les zones d'ennoyage du col des Akhsas et de Goulimine. Par contre, dans la zone des plis ougartiens, le flanc Sud du bombement du fond général est affecté par de vastes ondulations orientées N.W.-S.E. qui correspondent aux trois zones synclinales de Tazzarine, du Maïder et du Tafilalet et déterminent les ennoyages de la dorsale de l'Anti-Atlas Oriental (col entre le Saghro et l'Ougnat, ennoyage d'Erfoud).

Aux plis de couverture et de fond se superposent les accidents cassants. D'une manière générale le style est plus plastique dans l'Ouest, où il est influencé par le tréfond semi-plastique de la fosse de subsidence de l'Anti-Atlas Occidental et plus cassant à l'Est, où le tréfond était relativement rigide et les séries sédimentaires moins épaisses.

En plus de ce réseau de cassures hercyniennes, particulièrement développé autour de l'Ougnat, il faut signaler les grands accidents longitudinaux indépendants de la structure hercynienne et dûs à des prédispositions structurales de la chaîne précambrienne. L'un d'eux ("l'accident majeur") traverse l'Anti-Atlas du Sous au Tafilalet en passant par Zagora. Il se présente généralement sous forme d'un graben de deux ou trois kilomètres de large. Un autre apparaît sur le flanc Sud de l'Anti-Atlas Occidental et va se perdre dans les plaines du Dra dans la région de Tata. Il est probable que l'accident sud-atlasien actuel qui est dû à une rigidité inégale des bâtis profonds des deux domaines voisins,

existait déjà à l'époque hercynienne. Les étroites fosses de subsidence du Stéphanien des Ida ou Zal et des Ida ou Ziki se trouvent sur le tracé de cet accident.

ÉVOLUTION POST-HERCYNIEUNE; OROGÉNIE ALPINE

Les transgressions secondaires et tertiaires.—Le cycle orogénique hercynien a définitivement incorporé le Domaine de l'Anti-Atlas au continent africain. Les transgressions du Secondaire et du Tertiaire ne font qu'effleurer son bord, seule celle du Mésocrétacé prendra quelque ampleur.

Les mers liasiques et jurassiques ne dépassent que localement l'accident sud-atlasien. Le golfe le plus important se dessine à l'Est de la zone tectonique de Talzaza qui comme on l'a vu plus haut doit être considérée comme la terminaison orientale de l'Anti-Atlas. A l'Ouest, ces mers s'arrêtent contre le bord Est du promontoire de l'Ouzellarh (Bloc Oriental). Un autre bassin marin fonctionne au Nord du Sous et empiète sur le flanc Ouest du Bloc Occidental du Massif Central du Haut-Atlas que l'intrusion du granite de Tichka a rendu rigide. Ce bassin marin fonctionnera, comme l'a montré E. Roch, pendant le Jurassique supérieur et tout le Crétacé. Par contre partout ailleurs, la mer se retirera au Bathonien pour ne revenir qu'au Cénomanién.

Pendant ce laps de temps, des modifications sensibles ont dû intervenir dans la configuration de la chaîne anti-atlasique* dont l'aplanissement par l'érosion devait être quasi complet. Ils se traduisent par un léger rejeu du pli de fond hercynien, et par la naissance au Nord de la Chaîne d'une première ébauche du sillon préafricain séparant l'Anti-Atlas du Haut Atlas naissant.

La transgression méso-crétacée qui s'étalera tout au long du Domaine Atlasique occupera le sillon préafricain, et empiètera plus ou moins loin sur le flanc Nord de l'Anti-Atlas. Un bassin cénomano-turonien se formera aussi au Sud de la Chaîne (Hammada de Taouz, Kem-Kem), dans la zone d'ennoyage d'axes des plis de la chaîne d'Ougarta. Enfin, un golfe marin se formera au S.E. dans le Bas Dra et dans le Maroc Méridional Espagnol. Autant au Nord qu'au Sud, les zones couvertes de Crétacé sont bordées de faciès côtiers où le Cénomanién et le Turonien se terminent en biseau contre les reliefs aplanis de l'Anti-Atlas.

La transgression sénonienne est bien moins importante. Le Sénonien franchement marin n'est connu qu'en bordure Nord du Sous. Cependant des incursions marines rapides ont pu atteindre la région d'Ouarzazate. Au delà et jusqu'à la frontière algérienne, on ne connaît que des épisodes lagunaires (gypse et même sel gemme) au sein d'une série continentale rouge.

La transgression suivante, qui pénétrera également dans le sillon préafricain mais n'en débordera pas, est la transgression éocène. Elle a atteint et probablement dépassé Tinerhir. Par contre, à l'Est, sur la frontière algérienne fonctionnera sensiblement à la même époque le lac éocène à *Ceratodes*.

Enfin les dernières transgressions qui toutefois ne pénétreront que dans le Bas Sous et dans la zone côtière du Maroc Méridional Espagnol sont les transgressions miocène et pliocène. Ces dernières transgressions, bien mieux développées dans le reste du Maroc, alternent avec les phases tectoniques des mouvements atlasiques alpins.

Cycle orogénique alpin.—A part ces courtes invasions marines pendant tout le Secondaire et tout le Tertiaire, l'Anti-Atlas est soumis à une évolution continentale pratiquement ininterrompue. Pendant cette longue époque, seules les périodes à climat rubéfiant d'accumulation ont laissé des traces. C'est en se basant sur ces formations continentales rouges, ainsi que sur les restes des anciennes surfaces d'aplanissement qu'on arrive à reconstituer les principales étapes de cette évolution.

Je ne ferai que signaler l'existence de formations rouges crétacées qui encadrent l'épisode marin du Méso-crétacé. Les premières dans lesquelles R. Lavocat vient de découvrir une riche faune de poissons et de reptiles (Tafilet) sont déjà cénomaniennes ou tout au plus albiennes. Les deuxièmes, fort puissantes (plus de 500 m.) s'intercalent entre le Crétacé et l'Eocène marins et sont donc considérées comme sénoniennes. Nous venons de voir qu'elles passent dans le Sous à du Sénonien marin.

* On peut les attribuer à la phase tectonique embryonnaire anté-kiméridjienne définie par E. Roch.

Les premiers dépôts continentaux post-éocènes particulièrement développés dans la région de Bou-Denib sont considérés comme oligocènes. Ce sont des formations rouges accompagnées de calcaires lacustres à *Clavator*. Elles sont discordantes sur l'Eocène à *Cératodes*.

On peut démontrer que ce cycle de sédimentation continentale est postérieur à une pénéplaine très générale qu'on retrouve dans tout l'Anti-Atlas et qui est la mieux conservée dans les zones calcaires de l'Anti-Atlas Occidental. Cette pénéplaine, ou "*surface préhammadienne*" arrase également le Crétacé et l'Eocène. Elle serait postérieure à la première phase paroxysmale des mouvements alpins: la phase post-lutétienne (ou pyrénéenne) qui a provoqué le retrait de la mer éocène.

La surface préhammadienne ainsi que les dépôts oligocènes furent déformés par la première phase tectonique néogène: phase vindobonienne ou anté-pontienne. Elle a exhaussé l'ancien pli de fond hercynien et approfondi le sillon pré-africain. Elle a également déclenché un nouveau cycle d'érosion qui surcreusa profondément la surface préhammadienne et créa un premier relief appalachien dont le meilleur exemple est donné par la chaîne monoclinale du Bani.

Les formations continentales pontiennes ont ennoyé ce relief et ont rétabli tant bien que mal l'ancien état d'aplanissement. Cette nouvelle surface, ou "*surface hammadienne*" qui résultait en partie d'un aplanissement par l'érosion, en partie du comblement par les formations pontiennes, fut fossilisée dans le Sud par les calcaires lacustres des grandes hammadas, considérés comme pliocènes. Toutefois, une légère phase tectonique (phase post-pontienne) précéda l'établissement de ce régime lacustre. Elle fut accompagnée par une activité volcanique importante: édification du volcan phonolitique du Siroua, éruptions phonolitiques et basaltiques dans le Saghro, etc. . . . Ces formations volcaniques recouvrent généralement des dépôts pontiens remplissant des dépressions internes.

Pratiquement le relief actuel de l'Anti-Atlas a été créé par la dernière phase alpine (phase villafranchienne) qui a provoqué un exhaussement fort important de tout le Sud Marocain et a mis en train un cycle d'érosion particulièrement intense. Le premier résultat de cette phase fut l'assèchement du Lac hammadien et, par là, le détournement du Dra vers la mer. Cette érosion de la fin du Villafranchien a d'une part découpé l'Anti-Atlas par un réseau hydrographique surimposé et profondément encaissé, d'autre part, en surcreusant toutes les zones de roches tendres (schistes), a créé les plaines périphériques séparées par des reliefs appalachiens emboîtés. L'importance de cet évidage peut atteindre 200 à 300 m.

Cette dernière phase alpine a fait rejouer les grands accidents longitudinaux signalés plus haut. La surface préhammadienne, les formations pontiennes et même les coulées du Siroua ont été affectées par ces déplacements verticaux.

Le rejeu le plus important fut enregistré par l'accident sud-atlasien d'une part, par l'accident majeur entre le Sous et Tazenakht d'autre part. Il en résulte cette disposition caractéristique en trois gradins successifs du Bloc Oriental du Haut-Atlas, du Massif du Siroua et de l'Anti-Atlas.

Le Quaternaire.—On assiste au cours du Quaternaire à une alternance de pluviaux et d'interpluviaux qui se traduit (dans les feijas) par une succession de "regs" étagés et emboîtés. Chaque pluvial surcreuse le relief préexistant et prépare une surface aplanié (pediment) qui se recouvre de formations alluviales ou éluviales qui forment le reg.

En plus d'un reg le plus ancien (1) qui n'est autre que la surface topographique à laquelle aboutit le cycle d'érosion villafranchien et dont, en général, il ne subsiste que de rares buttes témoins accrochées aux flancs des montagnes (p. ex. du J. Bani) on peut facilement distinguer les regs suivants:

- (2) *un reg ancien* formé d'un matériel très grossier, parfois rubéfié, contenant des industries abbevilliennes.
- (3) *un reg moyen* à industries acheuléennes et levalloisiennes, passant dans la zone côtière à des plaines encroûtées.
- (4) des plaines limoneuses passant localement à un *reg récent*. Ces limons roses ou blanchâtres sont le correspondant désertique des limons rouges superficiels de la côte qui ont fourni des industries micoquienne et moustéroïde.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

(5) Enfin le long des Oueds qui surcreusent ces limons, on retrouve généralement des basses terrasses tantôt caillouteuses tantôt limoneuses.

Dans des endroits privilégiés (certaines feijas, Foums* du Bani) les regs sont remplacés par des calcaires lacustres qui correspondent vraisemblablement aux pluviaux. Ils sont le mieux développés dans le Sous, la plaine de Tiznit et dans l'ensemble des plaines (feijas) de la Région de Goulimine. Cette grande phase lacustre semble être fort ancienne, antérieure au reg moyen et peut être même au reg ancien. Par contre les calcaires lacustres les plus récents couronnent les limons des plaines.

Dans l'Oued Noun et dans le Bas Dra en aval du Kheneg M'Kraz, le régime des regs est remplacé par un régime de terrasses, dû à un creusement rapide de ces Oueds par suite de la proximité de l'Océan. Le long de la côte on retrouve tantôt le régime de terrasses marines et de plages soulevées (embouchure de l'Oued Noun), tantôt celui de dunes consolidées superposées et séparées par des niveaux marins (Aoreora, Sous) ou encore un régime mixte comportant plages soulevées et dunes consolidées (Agadir). D'une façon générale les terrasses et les plages soulevées culminant à + 55 — 60 m. (à *Acanthina crassilabrum* et *Trochatella trochiformis*) sont les mieux développées (2). Plus haut on trouve par places des replats de + 100 m. (1). Les plages culminant à + 25–30 (à *Purpurea haemastoma* et *Patella safiana*) sont par contre peu nettes et mal individualisées (3). Enfin on retrouve au bord de la mer les mêmes terrasses limoneuses qu'à l'intérieur. L'une, comportant à sa base un niveau marin (à *P. haemastoma* également) d'une altitude absolue de quelques mètres culmine à + 12 — 15 m. (4). L'autre haute de + 2–5 m. forme les plaines côtières (5) bordées des plages actuelles.

Comme le Quaternaire de l'Europe en général et de la Méditerranée en particulier, celui du Sud Marocain permet donc de définir quatre cycles climatiques (et eustatiques) complets, suivis du demi-cycle actuel. Cela permet d'ores et déjà des essais de synchronisation avec les étages classiques du Quaternaire: Le *Sicilien* (1), le *Milazzien* (2), le *Tyrrhénien* (3), le *Grimaldien* (= Normannien = ancien Monastirien) (4) et le *Flandrien* (5). De tels essais se basent surtout sur les industries lithiques d'une part, la continuité des surfaces d'érosion telles que regs, terrasses, plages, etc. . . d'autre part.

Le Sud Marocain semble avoir été rigide et immobile pendant tout le Quaternaire. Il faut cependant signaler un affaissement subsident du Sous au pied du Haut-Atlas (Agadir) pendant le Quaternaire ancien. De même les calcaires lacustres de Tiznit et de Goulimine sont affectés d'une très légère pente générale.

LES VENUES MÉTALLIFÈRES ET LES GÎTES MINÉRAUX

La minéralisation précambrienne du socle précambrien de l'Anti-Atlas ne semble pas considérable; elle se réduit aux gisements suivants:

- (1) Mica et béryl des pegmatites du Précambrien I: Plaine des Zenaga (Anti-Atlas central).
- (2) Amiante dans les serpentines du Précambrien II: Région de Bou Azzer-El Graara, N'kob, Siroua (Anti-Atlas Central).
- (3) Certains filons aurifères ou de cuivre aurifère dans le Précambrien II: Jemaa n'Ougoulzi, Tiouit, dans le Saghro Oriental.
- (4) Il faut également signaler une faible minéralisation aurifère de certaines zones précambriennes qui semble être liée au métamorphisme de contact des granites: Plaine des Zenaga en relation avec le granite clair de Tazenakht; Ammeuln (massif du Kerdous-Lkst) en relation avec le granite de Tafraout.

La minéralisation filonienne principale de l'Anti-Atlas, doit être considérée comme hercynienne, car la paragenèse de ces gisements appartient à des zones métallogéniques d'autant plus élevées que le terrain encaissant est plus récent. Portés sur une carte géologique, ils se disposent selon des auréoles métallogéniques successives correspondant sensiblement à la disposition générale des formations géologiques. La mise en place de cet ensemble métallogénique est donc antérieure au moment à partir duquel l'Anti-Atlas fut soumis à l'aplanissement posthercynien.

* Le mot Foun (bouche) ou en berbère Akka, désigne une trouée à travers une crête montagneuse: les oueds de l'Anti-Atlas traversent le Bani par des Foums.

Dans les schistes et granites des " taches " précambriennes ce sont les gisements de cuivre (les plus importants, comme le filon de Bou Skour, se trouvent dans le Saghro) ou encore, en liaison avec des serpentines, du cobalt et du nickel parfois associés au cuivre et à l'or (Bou Azzer, El Graara).

C'est encore le cuivre (gisements d'imprégnation et plus rarement gisements filoniens) qu'on rencontre essentiellement dans les laves du Précambrien III et dans les formations de base du Cambrien (calcaires et schistes de la série de base). Cette imprégnation peut même monter dans les premiers niveaux des calcaires inférieurs. La gangue est de quartz et de chlorite: Guilliz près d'Aoulouz, Tazalaght, Aït Abdallah, Tataout, Talat n'ou Amane près d'Irherm, etc. . . . dans l'Anti-Atlas Occidental, Issougri et d'autres moins importants dans l'Anti-Atlas central.

Le plomb (ainsi que la barytine) apparaît dès qu'on aborde les zones acadiennes et surtout les zones ordoviciennes. Ce sont tantôt des gisements de plomb et de cuivre, tantôt de plomb seul. Il semble que la limite entre le cuivre et le plomb se situe d'autant plus bas que la série stratigraphique est plus puissante. Ainsi sur le flanc Sud de l'Anti-Atlas Occidental, le plomb apparaît dès la série terminale du Géorgien (Aït ou Abeli); il s'y développe surtout dans l'Ordovicien (Adana près d'Akka). Plus à l'Est où la puissance de la série diminue, le cuivre peut atteindre l'Acadien (région du Jebel Kissane et N'Kob au Sud du Saghro). Exceptionnellement à Oum Jerane le cuivre atteint même l'Ordovicien. Il est cependant accompagné de barytine.

Au contact du Gothlandien, puis dans le Dévonien, le cuivre disparaît complètement et le plomb est accompagné de vanadates, parfois de molybdates, de sidérose et de manganèse, avec une gangue de barytine et de quartz: gisements du groupe de Taouz.*

Cette règle générale subit évidemment quelques exceptions. Ainsi à l'Ouest de la chaîne, la zone de plomb apparaît déjà dans les calcaires géorgiens (gisements du J. Inter au Sud de Tiznit).

Ailleurs, surtout sur le flanc Nord de la chaîne (flanc Nord du Saghro) le plomb et même le zinc s'associent parfois au cuivre des gisements des zones précambriennes. Souvent ces cas particuliers s'expliquent par une deuxième venue métallifère (Bou Skour). Il s'agit vraisemblablement alors de venues d'âge alpin qui caractérisent le Haut-Atlas.

C'est aussi aux venues alpines qu'il faut semble-t-il attribuer les nombreux gisements manganésifères (braunite et pyrolusite généralement plus ou moins plombifères) qui sont également limités à la partie Nord de l'Anti-Atlas Central. Ils apparaissent tantôt sous forme de filons ou poches filoniennes, tantôt sous forme de substitutions dans les rhyolites et brèches rhyolitiques: Tiouiye, Taoura, Oufrent, Ait Zigg (El Bordj), Tamda Ougmar, etc. Avec les gisements de la bordure crétacée tels qu'Imini et Tasdremt (Aoulouz), ils forment un ensemble métallogénique nettement individualisé.

APERÇU HYDROGÉOLOGIQUE

Sauf la zone axiale de l'Anti-Atlas Occidental jusqu'au Siroua, dont la pluviométrie atteint et même dépasse 400 mm. par an, la majeure partie de la chaîne est caractérisée par un régime sub-désertique: la pluviométrie moyenne des plaines du Dra n'atteint pas 50 mm. Il est évident que dans ces conditions, aucun Oued ne peut avoir un cours d'eau permanent. L'étude des nappes profondes ou superficielles acquiert de ce fait la plus grande importance.

Le schéma hydrogéologique de la moitié Ouest de la chaîne comporte comme élément principal les calcaires géorgiens qui réclent des nappes aquifères profondes d'une importance capitale pour le pays. D'une façon générale on est en présence de deux nappes au moins: l'une dans les calcaires inférieurs, ayant pour toit les schistes lie de vin, l'autre (ou les autres) dans les calcaires supérieurs et la série schisto-calcaire, retenues par les schistes et grès de la fin du Géorgien et la série acadienne.

Chaque fois qu'un Oued suffisamment important traverse la série lie de vin, la nappe des calcaires inférieurs dégorge dans les alluvions et crée un écoulement superficiel ou un underflow. Cette eau

* La description des principaux gisements de ce groupe a été présentée au Congrès par G. Jouravsky, F. Permingeat, J. Bouladon et J. Agard.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

redisparaît dès qu'on rentre dans les calcaires supérieurs. Des villages plus ou moins importants se retrouvent donc à chaque intersection des schistes lie de vin avec ces Oueds.

Le même phénomène se répète à la sortie des Oueds dans les feijas; les nappes des calcaires supérieurs et de la série schisto-calcaire dégorge et alimentent les underflows des Oueds, ou donnent naissance aux sources d'eau pérennes (Ifrane Tamanart, Tamezrhaz, Imiteq, Tata amont, Serrina, Akka Irene, etc. . . .). Cette eau circule ensuite à travers le manteau quaternaire des feijas sous forme de nappes semi-profondes alimentées également par les crues des Oueds. Parfois, surtout si ces nappes circulent dans les calcaires lacustres quaternaires, elles sont exploitées directement (Bou Isakarne Iguissil, etc. . . . au Sud, Talaïnt et de nombreuses sources moins importantes de la région de Tiznit au Nord). Les eaux des nappes des feijas convergent vers les passages obligés qui sont d'abord les petits founts de la crête des grès acadiens (dite le Tabanit), puis les grands founts de Bani.

Toutes les grandes palmeraies à l'Ouest du Dra sont installées dans ces founts ou en aval de ces founts: Tata Centre, Akka Iguirène, Tritt, Alougoum, pour ne citer que celles-là, profitent des founts du Tabanit; Taghjicht, Fount el Hassane, Icht, Akka, Addis (Tata), Agadir Tissint, Fount Zguid jalonnent les founts du Bani. Le Dra n'échappe pas non plus à cette règle et lap almeriaie du Ktaoua fait suite au Fount Takkat (premier Bani), celle du M'Hammid, la dernière des palmeraies du Dra, au Fount Tidri (deuxième Bani).

Plus loin au Sud, dans les plaines du Dra, le reliquat non utilisé de ces eaux tend généralement à se disperser et ne donne plus lieu qu'à des sources sans importance. Elles apparaissent généralement dans les petits founts des Richs dévoniens. Parmi les palmeraies de ce type, il faut citer Assa, Touzounine, les palmeraies Sud de Tata, etc. . . .

Il est à noter que ce schéma hydrogéologique explique parfaitement le mode d'alimentation des lacs quaternaires des feijas. D'ailleurs les sources et les résurgences alimentées par les nappes des calcaires géorgiens sont toujours jalonnées par des travertins.

Dans la moitié Est de la Chaîne, les calcaires géorgiens perdent leur importance et cessent de jouer leur rôle hydrogéologique. Les nappes ne sont plus alimentées que par les pluies et les crues des Oueds. C'est l'hydrogéologie classique des underflows des pays imperméables. Les points d'eau ne sont plus déterminés que par des resserrements des vallées, des founts ou des seuils souterrains.

N'ayant pas de régulateur du type des calcaires géorgiens, les nappes aquifères de l'Anti-Atlas Oriental sont beaucoup plus sensibles aux fluctuations dues aux irrégularités du climat et les palmeraies qu'elles alimentent souffrent beaucoup plus au cours des périodes sèches. En dehors des grandes palmeraies irriguées par les Oueds principaux, qui prennent leur source dans le Haut-Atlas et profitent d'un régime pluviométrique accru, ainsi que des fontes de neige, comme la succession des palmeraies du Dra et l'immense palmeriaie du Tafilalet (irriguée par les Oueds Ziz et Rheris), les palmeraies de l'Anti-Atlas Oriental sont bien moins nombreuses et moins importantes qu'à l'Ouest.

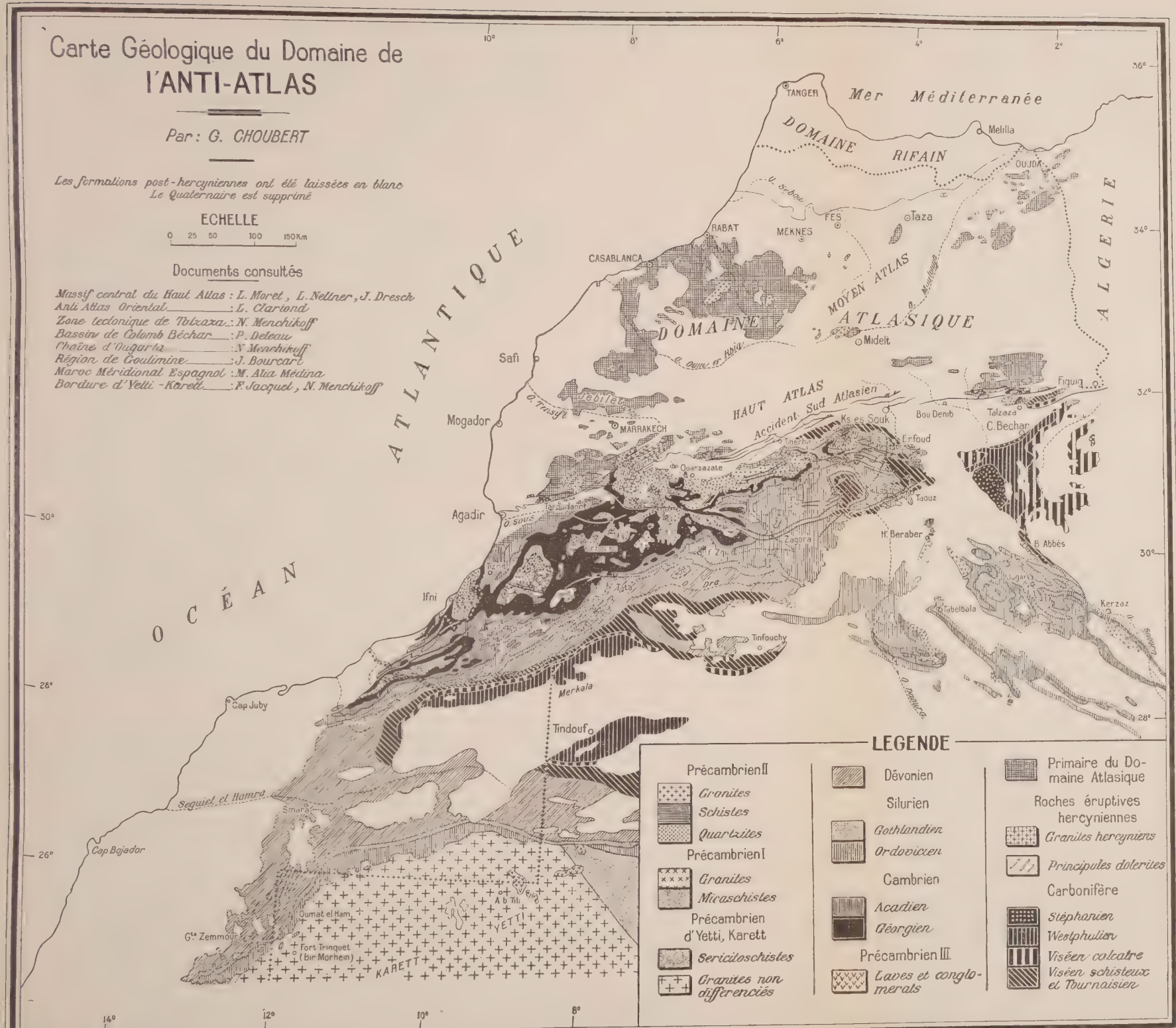
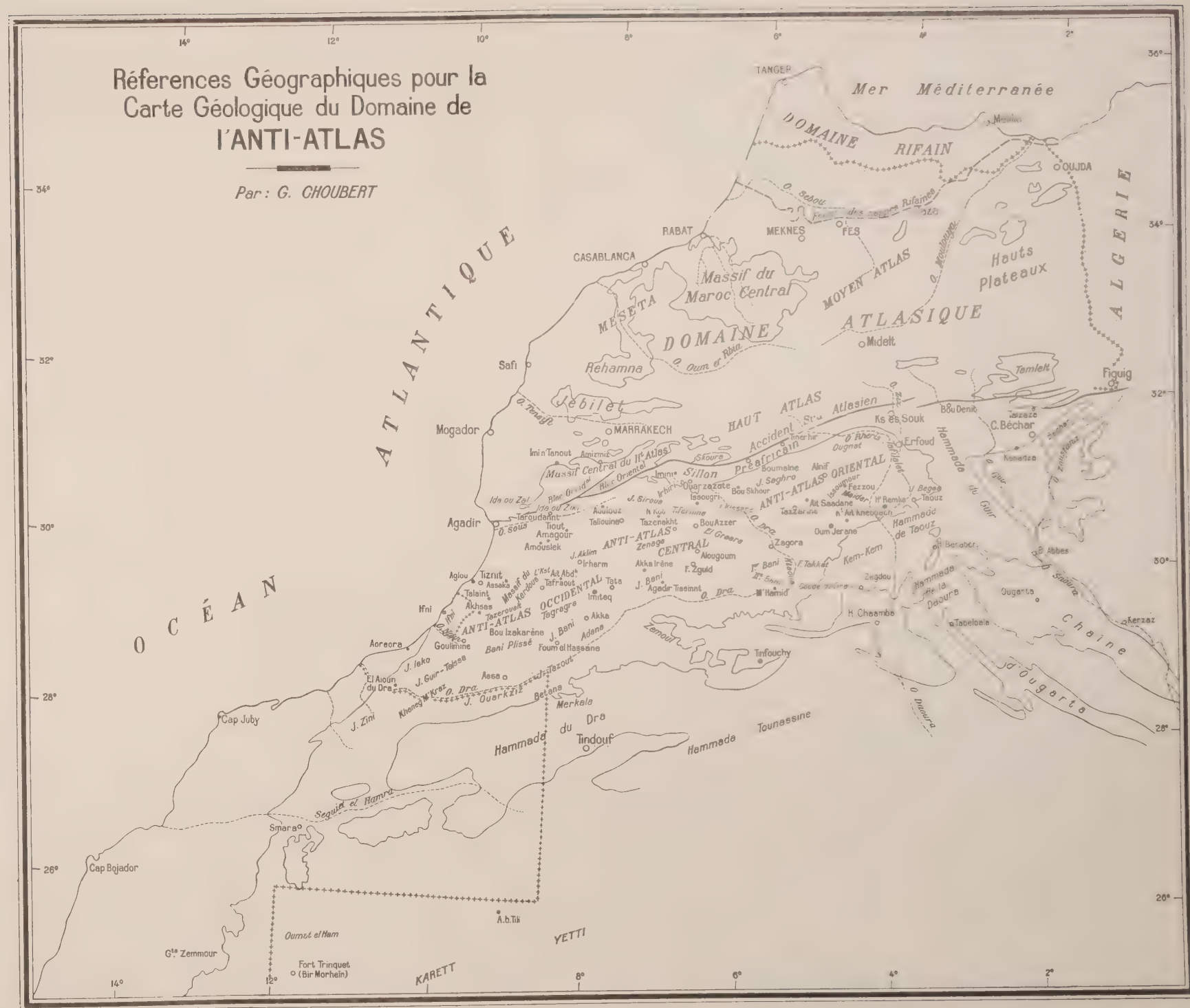


FIG. 1.



CENNO RIASSUNTIVO SULLA COSTITUZIONE GEOLOGICA DELLA LIBIA

Por A. DESIO

Italy

RIASSUNTO

L'autore si propone con questa nota di "fare il punto" sulle nostre conoscenze intorno alla stratigrafia ed alla tettonica della Libia. Illustra quindi in forma sintetica ed obbiettiva la serie dei terreni rappresentati in Libia dall'Archeozoico al Quaternario, mettendo in particolare evidenza i problemi stratigrafici ancora in discussione. Fra questi sono ricordati particolarmente la suddivisione dell'Archeozoico, la distribuzione geografica di alcuni sistemi del Paleozoico marino, la partizione della "Serie Nubica," ecc.

La tettonica è brevemente illustrata e ad essa fa seguito un elenco bibliografico che si riferisce soprattutto ai lavori maggiormente richiamati nell'esposizione della stratigrafia.

R IASSUMERE in poche pagine le conoscenze sino ad oggi acquisite sulla geologia della Libia, è cosa assai più ardua che trattarne con maggiore ampiezza. I quadri sintetici, specialmente nel campo della stratigrafia, di regioni molto estese e poco note, hanno sempre il difetto di non poter scendere in particolari e di non poter discriminare a sufficienza ciò ch'è frutto d'interpolazione o che, in ogni caso, attende ancora conferma. E così questi quadri sintetici—che pure rappresentano tentativi preziosi, anche se spesso arrischiati—sono quelli che porgono più facilmente il fianco alla critica.

Qui però vogliamo fare un riassunto critico delle nozioni geologiche che si posseggono sulla Libia, il quale serva non tanto a comporre il consueto quadro organico della geologia della regione, quanto a mettere in evidenza le lacune e le incertezze che ancora sussistono nei campi della stratigrafia e della tettonica. Per evidenti motivi di spazio, dovremo limitarci ai problemi più rilevanti, evitando di entrare in dettagli e riducendo al puro indispensabile anche i riferimenti bibliografici.

Per riassumere nella forma più rapida le nostre cognizioni sulla stratigrafia libica, passeremo in rassegna i vari membri della serie stratigrafica, incominciando dai più antichi e rilevando per ciascuno le questioni più controverse ed i problemi che rimangono aperti.

ARCHEOZOICO

Sono molto limitati in Libia gli affioramenti di terreni attribuiti all'Archeozoico. Compagnano, infatti, soltanto sulla cornice e più precisamente nella regione di Gat, presso il confine dell'Algeria, sulle propaggini settentrionali del Tibesti, presso il confine dell'Africa Equatoriale Francese, e nella regione di Auenàt, presso il confine del Sudan Anglo-Egiziano. L'attribuzione all'Archeozoico dei terreni cristallini (metamorfici ed eruttivi) è accettata da tutti i geologi che si sono occupati di essi.

Rimane, invece, ancora aperto il problema della sua ulteriore partizione sulla quale—per quanto s'è detto sopra—la Libia non sembra prestarsi molto bene a fornire lumi. Comunque Dalloni (1934) ha ritenuto di poter scomporre in due sistemi la serie metamorfica del Tibesti settentrionale attribuendo la parte più intensamente metamorfosata all'Arcaico, la parte meno metamorfosata all'Algonchico. Desio (1942) ha accolto in linea di massima le vedute del Dalloni riferendo all'Arcaico gli ortogneiss e specialmente le masse intrusive antiche con strutture cataclastiche; all'Algonchico la serie dei parascisti (micascisti, quarziti, anfiboliti, calcari cristallini), non solo nel Tibesti settentrionale, ma anche nella regione di Auenàt.

Anche Sandford (1935) sembra proclive a seguire questi concetti, mentre Lelubre (1946a) afferma trattarsi di un'unica serie metamorfica fornita di spiccate analogie col Pharusiano dell'Ahaggar. Le

differenze di opinioni sembrano, però, più apparenti che sostanziali. La serie di tipo pharusiano è, infatti, quella dei parascisti che viene attribuita dagli altri in blocco all'Algonchico, di cui il Pharusiano di Kilian è il più prossimo equivalente. Si tratta di stabilire se esiste un sistema più antico (Arcaico), al quale apparterebbero le rocce intrusive a strutture cataclastiche e gli ortogneiss.

Fra il Cristallino e la base della serie paleozoica s'intercala, nel Tibesti settentrionale, una serie arenacea (Serie di Olochi), la quale, secondo le vedute del Dalloni (1934), sarebbe d'età più recente delle precedenti dalle quali la separerebbe una discordanza. Lelubre (1946a) ha notato in questa serie intercalazioni di cipolini e di scisti metamorfici per cui l'assimila a quella metamorfica algonchica di cui è stato detto or ora.

Desio ha manifestato incertezze al riguardo, poichè se non ha esitato a ritenere che si tratti della medesima serie a facies normale "della serie metamorfica" (1940c), altrove (1942) l'ha separata.

PALEOZOICO

I terreni paleozoici che ammantano lo zoccolo cristallino della Libia presentano nel complesso due facies: verso ovest, nel Fezzan, facies prevalentemente marine, in tutto il resto del Sahara Libico facies eminentemente continentali. È nella prima regione, quindi, che s'incontrano le condizioni più favorevoli per una suddivisione della serie stratigrafica paleozoica.

Cambrico.—La presenza di terreni riferibili a questo sistema non è stata finora dimostrata. L'attribuzione della Serie di Olochi verrebbe esclusa dai rapporti di essa con la serie metamorfica.

Silurico.—Nel Fezzan occidentale il Cristallino è ricoperto da una potente serie di arenarie e conglomerati quarzosi che finora hanno fornito soltanto resti di fossili problematici (*Sabellarifex tassiliensis* Desio). Sono le "Arenarie dei Tassili" (Gres inf. du Tassili di Kilian) che vengono concordemente riferite all'Ordoviciano, senza escludere, tuttavia, che ne rappresentino soltanto una parte o che si spingano magari sino al Cambrico (1935b).

Nella medesima regione seguono superiormente le "Argille del Tanezruft" del Gotlandiano, nelle quali sono contenute una fauna a *Climacograptus libycus*, lamellibranchi, trilobiti ecc. del Llandovery ed altre, ancora poco note, a *Monograptus* e *Cyrtograptus*, forse rappresentanti del Ludlow e del Wenlock. Questo che abbiamo ricordato è il livello stratigrafico più sicuro e finora meglio documentato di tutto il Paleozoico libico (1940a). Oltre che nella depressione dello Tanezruft, fra i Tassili e la catena Acacus-Tadrart, questo prezioso livello stratigrafico è stato segnalato da Lelubre (1946b) anche nel nord del Fezzan, nel nucleo di un anticlinale che passa a nord-ovest di Jedri (Sciati), mentre pare manchi in tutto il resto della Libia. Forse ad esso corrispondono i livelli più bassi della serie di arenarie e conglomerati quarzosi del Tibesti privi di fossili e la base della Serie di Cufra. Questa ipotesi è fondata sulla presunzione che l'orizzonte ad *Harlania* e *Cruziana* che lo sovrasta, sia il medesimo in tutta la Libia.

Devonico.—Alle "Argille del Tanezruft" fanno seguito i conglomerati e le "Arenarie dell'Acacus" con *Harlania* e *Cruziana* ed altre forme di problematici che, secondo Desio (1940b), dalla sommità del Silurico salgono sino al Devonico inferiore, mentre Kilian (1931) le limiterebbe al Silurico. Le condizioni stratigrafiche della serie fezzanese sono, tuttavia, più favorevoli alla prima interpretazione.

L'orizzonte ad *Harlania* e *Cruziana*, o per meglio dire i suddetti fossili (o soltanto uno di essi), sono stati segnalati in varie altre località libiche e soprattutto nel Tibesti settentrionale da Dalloni (1934) e da Desio (1940a, 1940c) oltre che nelle regioni contermini. Per quanto manchino prove sicure, è lecito ritenere che il livello sia sempre lo stesso in tutto il territorio sahariano e che possa quindi essere utilizzato come orizzonte-guida.

Nella Serie di Cufra non è stato finora trovato questo livello, ma da essa e particolarmente dalla sua parte inferiore, proviene un'alga arborea, *Nematophyton saharianum* Chiar. (Chiarugi, 1934) che potrebbe forse rappresentare il medesimo orizzonte.

Alle "Arenarie dell'Acacus" fanno seguito nel Fezzan, le "Arenarie di Serdeles" che contengono una fauna a Brachiopodi, già in parte nota fin dal secolo scorso per opera di Duveyriér e Verneuil e da essi attribuita al Devonico. Questa fauna studiata da Borghi (1939) è stata da lui attribuita alla

parte alta del Devonico medio o alla parte inferiore del Devonico superiore. Ma tale attribuzione è stata successivamente contestata da Menchikoff (1945a), il quale ritiene trattarsi di Carbonico e più precisamente di Dinantiano.

Al medesimo livello appartengono—secondo Borghi—anche le faune a brachiopodi di varie località della regione dello Sciati e della sua prosecuzione occidentale, fra cui quella di Auenàt Uennin, su per giù corrispondente alla località scoperta da Overweg nel secolo scorso ed attribuita da Rose e Beyrich al Devonico. Ma anche queste attribuzioni sono state successivamente contestate da Menchikoff (1945b, 1946) che le ha trasferite nel Carbonico inferiore (Tournesiano). Non è tuttavia apparso ancora uno studio paleontologico al riguardo, per cui permane qualche incertezza sulla questione. Che il Devonico marino affiori nella depressione che separa l'Hammada el-Hamra dalle Edeien di Ubari è confermato da Lelubre (1946a), il quale accetta anche l'attribuzione della fauna a brachiopodi di Auenàt Uennin al Devonico superiore. Questa località giace sull'ala occidentale della anticlinale silurica di Jedri: è prevedibile che lo stesso livello compaia anche sull'ala orientale, verso lo Sciati. Che almeno una parte delle determinazioni dei fossili dello Sciati, attribuiti da Borghi al Devonico sia da rettificare, sembra però accertato dal fatto che a tale età è stata attribuita, per esempio, la faunetta a *Sanguinolites* da me raccolta in un orizzonte soprastante a quello a *Lepidodendrales*, che secondo le recenti determinazioni di Chiarugi (Desio e Chiarugi, 1948), è riferibile alla base del Carbonico. I livelli sottostanti dovrebbero rientrare però nel Devonico.

Carbonico.—Se la flora fossile a *Lepidodendrales* deve essere riferita alla parte più bassa del Carbonico, la fauna dell'Uadi Ubarracàt, studiata da Borghi (1940), che giace subito sotto, potrebbe effettivamente rappresentare i livelli di passaggio dal Carbonico al Devonico.

Tutto quanto sta sopra, e cioè i "Calcari a *Productus cora* d'Orb.", rientra decisamente nel Carbonico inferiore e su ciò v'è accordo fra i vari studiosi per tutto il Fezzan. Attende conferma, invece, il riferimento al Carbonico medio dei Calcari del Gebel Ben Ghnema a "*Squamularia ovata* Chao." Probabilmente equivalente all'orizzonte a *Lepidodendrales* del Fezzan è il livello a piante fossili, fra cui anche *Lepidodendron*, trovato da Desio a N. e N.E. di Cufra e con dubbio anche sul Dor el-Gussa nel Fezzan Orientale Desio (1935a).

(Permico).—Non si hanno prove della presenza nella serie stratigrafica libica di questo sistema, al quale potrebbero forse appartenere i livelli più bassi della serie arenaceo-conglomeratico-quarzosa continentale (Serie Nubica inferiore) a *Dadoxylon*.

A tale età Desio (1935a) è propenso ad attribuire le rocce intrusive ad egirina (graniti, sieniti) della regione di Auenàt.

SERIE NUBICA

Le vicende di questa denominazione stratigrafica di Russegger—che risale al 1837—sono troppo complesse per essere qui ricordate (Desio, 1935a). Basterà accennare che in origine si riferiva alle arenarie quarzose e ferrifere sottostanti ai terreni cretaci dell'Egitto meridionale e della Nubia settentrionale, mentre successivamente venne estesa a terreni anche più recenti. Poco opportunamente, è ora di preferenza a quest'ultimi che tale denominazione viene attribuita da parecchi autori. Si tratta di una serie continentale formata in prevalenza da arenarie e conglomerati quarzosi che, intesa in senso lato, può comprendere buona parte del Paleozoico e del Mesozoico ed arrivare sino al Cenozoico. Le suddivisioni non sono agevoli, poichè i fossili sono scarsi, i livelli di riferimento pure ed inoltre i vari orizzonti non hanno grande continuità e sono incastrati gli uni negli altri.

Sandford (1935, 1937) ha cercato d'introdurre una certa suddivisione nella Serie Nubica fondata su caratteri litologico-morfologici. Desio (1935a) ha riunito i livelli più antichi del Sahara Libico attribuiti al Paleozoico nella "Serie Nubica inferiore." La "Serie Nubica superiore" (mesozoica ed eventualmente cenozoica) sarebbe caratterizzata dalla notevole diffusione dei tronchi silicizzati, i quali, però, non sono assolutamente esclusivi di essa.

La separazione delle due serie continentali potrebbe forse essere più opportunamente rappresentata dal livello a *Lepidodendron* che, per quanto sino ad oggi si sa, è presente tanto nella serie paleozoica a facies puramente continentale, quanto nella serie paleozoica a facies prevalentemente marina. In

tal modo la Serie Nubica superiore comprenderebbe, oltre al Mesozoico, anche il Paleozoico a partire dal Carbonico superiore e corrisponderebbe in parte al "Continente intercalare" del Sahara algerino. È questa una distinzione provvisoria che col tempo potrà essere abbandonata, ma che potrebbe servire bene per ora, in attesa che venga meglio riordinata la stratigrafia del Sahara Libico e delle regioni contermini.

Suddivisioni cronologiche più dettagliate hanno cercato d'introdurre nel Fezzan Occidentale (Messach) Kilian e Lelubre (1946) entro la Serie Nubica soprastante ai calcari del Carbonico inferiore. Tale serie contiene un livello con lamellibranchi mal conservati attribuiti al Giura; un livello a legni silicizzati ed uno a piante, attribuito questo al Wealdiano; finalmente altri due livelli a legni silicizzati.

Notevole importanza stratigrafica, anche se avessero soltanto diffusione locale, presentano i due livelli riferiti al Giura ed al Wealdiano che potrebbero servire a riferire all'Infracretacico buona parte della Serie Nubica locale, ma i documenti paleontologici finora noti—e specialmente i primi—sono ancora così scarsi che consigliano di attendere qualche ulteriore conferma.

Va esclusa fin d'ora l'attribuzione di alcuni bancherelli di calcare chiamati, tanto per intenderci, "Calcari di Murzuch" al Giurassico (Bellair, 1947; Lelubre, 1946c), dato che non sono intercalati nella Serie Nubica, come aveva ad un certo momento fatto pensare a Desio l'attribuzione, sia pure dubbia, di alcuni fossili determinati dalla Pagni (1932). Probabilmente si tratta di depositi lacustri pliocenici o quaternari prodotti dal dilavamento dei sedimenti calcarei della Creta e dell'Eocene che stanno più a nord.

MESOZOICO

La serie mesozoica marina è esposta largamente in superficie nella Libia settentrionale e soprattutto nella Tripolitania, ma il sistema più alto affiora, limitatamente, anche in Cirenaica.

Trias.—Parona (1914) attribuisce al Trias tre livelli prevalentemente calcarei: uno al Ladinico superiore, con arenarie quarzitiche e calcari compatti a *Teutloporella herculea* Stopp., uno al Carnico—Norico—Retico con calcari compatti e marne, contenenti una fauna di tipo prevalentemente Carnico (S. Cassiano—Raibl), successivamente illustrata da Coggi (1940).

Giura (?).—I calcari selciosi soprastanti ai precedenti sono ritenuti dal Parona d'età giurassica, ma manca per ora qualsiasi conferma, tanto più che anche la presenza del Norico e del Retico non sembrerebbero confermate da studi in corso. Sul Trias pare poggi trasgressivamente la Creta inferiore.

Creta.—La Creta inferiore è poco sviluppata in Libia. S'inizia con le arenarie quarzose del *Wealdiano* a vegetali carbonizzati che affiorano scarsamente alla falde del Gebel Tripolitano e che sono state anche raggiunte da un pozzo trivellato nella Gefara. Seguono le sabbie e le arenarie quarzose a legni silicizzati e le marne con resti di pesci attribuite all'*Albiano* (Pagni, 1932).

La Creta superiore è, invece, molto bene rappresentata e ricca di livelli fossiliferi (Desio, 1943). Uno studio completo non è stato ancora eseguito, ma continua l'illustrazione delle faune fossili che ormai assommano a parecchie centinaia di specie. Quella maestrichtiana è una delle più ricche dello intero bacino mediterraneo.

Il *Cenomaniano* ed il *Turoniano* presentano due facies in Tripolitania ed in ambedue sono stati distinti vari livelli. La facies a rudiste e la facies a molluschi (Parona, 1914). Quest'ultima è presente anche sul Gebel Cirenaico, ove è stata segnalata da Marchetti (1935).

Il *Senoniano* ha un grande sviluppo sul Gebel Tripolitano ove sono rappresentati da livelli ricchi di fossili—studiati specialmente da Parona e Checchia Rispoli—il Coniaciano, il Santoniano, il Campaniano, il Maestrichtiano (Desio, 1943; 1944) e, nell'Orfella, con tutta probabilità anche il Daniano, quest'ultimo però male documentabile paleontologicamente. Santoniano, Campaniano e Maestrichtiano affiorano limitatamente anche in Cirenaica (Chiarugi, 1934; Marchetti, 1935).

CENOZOICO

I terreni del Cenozoico, ch'erano noti da tempo soprattutto in Cirenaica per opera di vari ricercatori fra cui particolarmente Gregory (1911) e Stefanini (1923), vennero poi segnalati da Desio (1935a) in

tutta la Sirtica, nella Tripolitania orientale e più a sud nell-Harug' con grande dovizia di fossili, nel Fezzan orientale e poi ancora più oltre entro al Sahara Libico sino al Tibesti.

Troppo lungo sarebbe illustrare qui con qualche dettaglio tutta la complessa serie stratigrafica del Cenozoico che ha fornito, specialmente in Sirtica, una straordinaria messe di fossili, illustrati da Checchia Rispoli, Airaghi, D'Erasmus, Desio, Rossi, ecc. Basteranno pochi cenni riassuntivi anche per il fatto che dopo una dettagliata revisione stratigrafica eseguita nel 1935 da Desio (1935a), non sono sorte più contestazioni sui vari livelli che compongono detta serie.

Eocene.—Dove è visibile la base dell'Eocene è in generale rappresentata da terreni fossiliferi del Luteziano inferiore, i quali poggiano trasgressivamente sulla serie della Creta superiore. Manca dunque l'Eocene inferiore, salvo nel Gebel Cirenaico ove sembra almeno parzialmente rappresentato dai calcari selciferi a *Nummulites deserti* de la H. di Derna.

Il Luteziano, di natura prevalentemente calcarea, con i suoi due piani inferiore e superiore ben distinti, è riccamente fossilifero ed è rappresentato nel nord della Cirenaica e della Sirtica dalla facies nummulitica, nel sud dalla facies costiera a molluschi ed echini.

Il Priaboniano con calcari, arenarie e gessi è caratterizzato da uno straordinario sviluppo di Ostracee (come il Luteziano superiore), che segna il progressivo ritiro del mare, salvo in Cirenaica ove permane la facies nummulitica di mare più profondo. Sono presenti tutti e due i principali livelli del Luteziano (inferiore e superiore) con fossili caratteristici fra cui il *Conulites cooki* Cart.

Durante l'Eocene si sviluppa un grande golfo (Golfo Paleosirtico) attraverso l'Harug' ed il Fezzan orientale spingendosi sino ai piedi del Tibesti, nel cuore del Sahara.

La massima estensione del mare si è avuta nell'Eocene medio; con l'Eocene superiore ha inizio la regressione eocenica che porterà, nell'Oligocene, la costa marina nella Sirtica settentrionale.

Oligocene.—Questo piano possiede il maggior sviluppo in Cirenaica ove sono presenti il Lattorfiano, il Rupeliano ed il Chattiano con facies calcarea a nummuliti, molluschi ed echini. In Sirtica compare pure la facies a nummuliti ed echini del Lattorfiano, mentre nei livelli più alti si passa a facies litorali e lagunari che contrassegnano il ritiro del mare dall'interno della regione (regressione oligo-miocenica). All'Oligocene è riferito da Desio l'inizio dell'attività vulcanica terziaria (basalti) nel territorio dell'Orfella, dell'Harug' (Desio, 1935a) e del Tibesti settentrionale.

Miocene.—I termini di passaggio dal Paleogene al Neogene hanno carattere costiero e talora continentale, contrassegnando nell'Aquitano un periodo di sensibile riduzione del dominio marittimo nel territorio libico.

Col Langhiano il mare si estende nuovamente nell'interno della Libia (trasgressione langhiana) affacciandosi ai margini del territorio sahariano (Golfo Neosirtico).

Magnifico sviluppo presentano la serie langhiana ed elveziana specialmente nella Marmarica e nella Sirtica orientale (Desio, 1935a), serie fornite di un ricco campionario di fossili sublittorali, studiati specialmente da Checchia Rispoli, Desio, Tavani, Silvestri.

Alle marne ed ai calcari, per lo più arenacei, dell'Elveziano fanno seguito i calcari compatti ad *Alveolina bradyi* Silv. del Tortoniano ed in Sirtica i calcari gessiferi del Saheliano (Desio, 1935a).

Com'è detto più ampiamente in una relazione di Desio presentata al XVIII Congresso Geologico Internazionale, dell'esistenza del Pliocene marino in Libia esistono per ora solo indizi nella Sirtica (Desio, 1935a), indizi che richiedono una conferma. Forse alla medesima età è da riferire la fauna continentale a grossi mammiferi di Sahabi ancora in istudio ed una parte dei depositi ghiaioso-sabbiosi dei serir e degli ergh.

Il Quaternario marino è scarsamente rappresentato, ma non è stato ancora studiato con sufficiente dettaglio. La presenza del Siciliano indicata da Stefanini (1923) in Cirenaica non ha trovato successive conferme, mentre sembra abbastanza diffuso il Tirreniano (Desio, 1935a). Relativamente intensa è stata l'attività vulcanica alla quale vanno attribuiti, secondo Desio (1935a, 1942), gli apparati vulcanici meglio conservati specialmente diffusi nel Harug' e nel Tibesti settentrionale.

Lo schema tettonico della Libia è molto semplice ed è caratterizzato da una spiccata prevalenza del regine tabulare. Sul margine mediterraneo le due prominente orografiche dei Gebel Tripolitano e Cirenaico lasciano riconoscere l'esistenza di una piccola serie di brevi ondulazioni tettoniche dirette parallelamente alla costa che si concludono verso il mare con un motivo anticlinale troncato da una serie di pieghe a gradinata.

La grande insenatura della Gran Sirte ed il suo retroterra corrispondono ad un'ampia area di depressione tettonica accompagnata, verso ponente, da una linea di frattura contrassegnata dalle manifestazioni eruttive di tipo basaltico. Il territorio a sud dei Gebel Tripolitano e Cirenaico è caratterizzato da un andamento tranquillo della stratificazione che presenta solo inflessioni a largo raggio.

Il corrugamento alpino ha dunque interessato quasi soltanto il margine settentrionale del territorio libico.

Non più accentuati sono i piegamenti della serie paleozoica del Sahara Libico che hanno un prevalente orientamento meridiano con spiccata tendenza degli assi delle pieghe a disporsi in direzione N.N.E.-S.S.O.

Un'area anticlinale attraversa secondo tale direzione il Fezzan centrale (Lelubre, 1946b), mentre più ad ovest la serie di strati si rialza verso il massiccio dei Tassili.

Una più ampia area anticlinale, sempre con la medesima orientazione N.N.E.-S.S.O., corrisponde al corno nord-orientale del Tibesti ed una terza, meno accentuata ma sempre con lo stesso orientamento, si allunga fra le due depressioni del Serir Tibesti e dell'Edeien di Murzuch.

Caratteri sensibilmente diversi ha la tettonica dei terreni dell'Archeozoico che presentano una serie di pieghe, talora costipate, orientate per lo più N.N.E.-S.S.O.

BIBLIOGRAFIA

- BELLAI, P. 1947. Sur l'âge des affleurements calcaires de Mourzouk, de Zouila et d'El Gatroûn. *Trav. Inst. Rech. Sahariennes*, 3, Alger.
- BORCHI, P. 1939. Fossili devonici del Fezzan. *Ann. Museo Libico Storia Nat.*, 1, pp. 109-183, Tripoli.
- 1940. Fossili marini della serie dell'Uadi Ubarracât. *Ann. Museo Libico Storia Nat.*, 2, pp. 93-127, Tripoli.
- CHIARUGI, A. 1934. Una tallofita arborea silicizzata del Deserto Libico: *Nematophyton Saharianum* n. sp. *Missione Sci. R. Accad. Ital. Cufra*, 3, pp. 293-319, Roma.
- COGGI, L. 1940. Fossili triassici della Gefara Tripolina. *Ann. Museo Libico Storia Nat.*, 2, pp. 139-156, Tripoli.
- CREMA, C. 1922. Maestrichtiano in Cirenaica. *Rend. R. Accad. Lincei*, 31, ser. 5, pp. 121-125, Roma.
- DALLONI, M. 1934. Mission au Tibesti. *Mem. Acad. Sci.*, 61, sér. 2, Paris.
- DESIO, A. 1935a. Studi geologici sulla Cirenaica, sul Deserto Libico, sulla Tripolitania e sul Fezzan Orientale. *Missione Sci. R. Accad. Ital. Cufra* (1931), 1, Roma.
- 1935b. Geologia e Morfologia (del Fezzan). In *Il Sahara Italiano: Fezzan e Oasi di Gat.* *R. Soc. Geogr. Ital.*, Roma.
- 1939. Le nostre conoscenze geologiche sulla Libia sino al 1938. *Ann. Museo Libico Storia Nat.*, 1, pp. 14-54, Tripoli.
- 1940a. Fossili neosilurici del Fezzan occidentale. *Ann. Museo Libico Storia Nat.*, 2, pp. 13-45, Tripoli.
- 1940b. Vestigia problematiche paleozoiche della Libia. *Ann. Museo Libico Storia Nat.*, 2, pp. 47-92, Tripoli.
- 1940c. Osservazioni geologiche sul Tibesti settentrionale (Sahara Centrale). *Atti Soc. Ital. Sci. Nat.*, 79, pp. 175-192, Milano.
- 1942. Il Tibesti nord-orientale. *R. Soc. Geogr. Ital. Soc. Ital. Arti Grafiche*, Roma.
- 1943. L'Esplorazione mineraria della Libia. *Ministero A.I. - Uff. Studi, - I.S.P.I.*, 1943, Milano.
- 1944. Übersicht über Geologie Libyens. *Geol. Rund.*, 33, H.4/6, pp. 415-421, Bonn.
- DESIO, A., e CHIARUGI, A. 1948. Sulla flora a Lepidodendrales del Fezzan. *Palaeont. Ital.*, 44, Pisa.
- GREGORY, J. W. 1911. The Geology of Cyrenaica. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 47, 268, pp. 572-615, London.
- KILIAN, C. 1931. Sur l'âge des grès à Harlania et sur l'extension du Silurien dans le Sahara Oriental. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 192, p. 1742, Paris.
- KILIAN, C., et LELUBRE, M. 1946. De l'âge des Grès de Nubie à l'Orient de l'Ajjer (Sahara Central). *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 222, pp. 233-235, Paris.

DESIO: GEOLOGICA DELLA LIBIA

- LELUBRE, M. 1946a. Sur les séries antécambriennes du Tibesti septentrional. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 223, pp. 429-431, Paris.
- 1946b. Sur le Paléozoïque du Fezzan. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 222, pp. 1403-1404, Paris.
- 1946c. A propos des calcaires de Mourzouk (Fezzan). *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 223, pp. 359-361, Paris.
- MARCHETTI, M. 1935. Sulla presenza del Cretaceo medio in Cirenaica. *Rend. R. Accad. Lincei*, 21, ser. 6, pp. 25-29, Roma.
- MENCHIKOFF, N. 1945a. Les grès de Serdeles (Fezzan). *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 220, pp. 292-297, Paris.
- 1945b. *Travaux Inst. Recherches Sahariennes*, 3, p. 188, Alger.
- 1946. À propos de la faune de l'ouadi Oubarrakat (Fezzan Occidental). *Comptes Rendus Soc. Géol. Fr.*, pp. 346-347, Paris.
- PAGNI, A. 1932. Sull'età dei "Calcarei di Murzuch" (Fezzan). *Atti Soc. Ital. Sci. Nat.*, 77, pp. 73-78, Milano.
- PARONA, C. F. 1914. Per la geologia della Tripolitania. *Atti R. Accad. Sci. di Torino*, 50, pp. 16-39, Torino.
- SANDFORD, K. S. 1935. Geological observations on the north-west frontiers of the Anglo-Egyptian Sudan and the adjoining part of the southern Libyan Desert. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 91, pp. 323-381, London.
- 1937. Observations on the Geology of Northern Central Africa. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 93, pp. 534-580, London.
- STEFANINI, G. 1923. Fossili terziari della Cirenaica. *Palaeont. Ital.*, 27, pp. 101-146, Pisa.
- ZACCAGNA, D. 1919. Itinerari geologici nella Tripolitania occidentale. Con appendice paleontologica. *Mem. descrittive della Carta geol. d'Italia*, 18, Roma.

NOTE ON THE STRUCTURAL AND STRATIGRAPHICAL FEATURES OF EGYPT

By M. I. FARIS

Egypt

ABSTRACT

In Egypt the general structure is complicated, as the result of repeated earth movements. This fact is clearly illustrated by various structural features in the north-eastern part of the country. Since the end of the Pre-Cambrian there has occurred a great number of transgressions as well as frequent regressions which later have given rise to pre-dominant terrestrial formations. These movements were almost exclusively of epeirogenic character. The development of the Mesozoic and Kainozoic formations is closely related to the cyclic uplifts and subsidences. During the Palaeozoic era, the sea (Tethys) made, in the north, frequent transgressions which up till now, however, have been definitely proved only for the Carboniferous system. The character of the Mesozoic sediments conclusively proves that there were some oscillations of the land and that there was a general downward movement, which culminated in the Upper Cretaceous with the result that the sea extended far to the southern boundary of the country. Most of the structural features must be considered as mechanical reactions to the different movements that took place during the Kainozoic era.

LA PALÉOGÉOGRAPHIE SAHARIENNE AUX TEMPS PALÉOZOIQUES

Par N. MENCHIKOFF

France

RÉSUMÉ

Dans leurs grandes lignes, les mouvements de la mer paléozoïque du Sahara peuvent se résumer de la façon suivante:

- Première transgression du Cambrien au Gothlandien;
- Mouvement de régression au Dévonien;
- Deuxième transgression au Dinantien;
- Régression générale au Carbonifère moyen.

Ce schéma s'applique principalement au Sahara central. Quant au Sahara occidental, le double mouvement de régression dévonienne suivi de transgression carbonifère n'a pas pu y être suivi nettement et il est possible qu'ici, après son maximum atteint au Gothlandien, la mer a commencé à se retirer vers le Nord d'une façon plus ou moins continue jusqu'à la régression générale du Carbonifère moyen.

La transgression cambro-silurienne s'étendant sur une durée de temps extrêmement longue, comporte des mouvements secondaires d'avancée et de retrait, mais il nous est impossible, pour le moment, d'affirmer leur généralité. Ainsi, il n'est pas impossible qu'il y ait eu une importante régression entre le Cambrien et l'Ordovicien (absence de faunes post-damiennes et de Trémadoc), un mouvement de transgression au début de l'Acadien et un recul à la fin de l'Ordovicien.

La régression dévonienne qui affecte principalement l'Est et le Sud du Sahara central, semble comporter deux phases: la première vers la limite Gothlandien-Dévonien, la seconde au Dévonien moyen, séparées par un retour de la mer au Coblencien. Ces oscillations de la mer dévonienne pourraient être mises en relations avec les mouvements calédoniens.

La transgression dinantienne, bien plus courte que la première, pourrait débiter au Sahara central dès le Dévonien supérieur; elle y devient générale au Tournaisien. A son maximum d'extension, vers le milieu du Viséen, la mer semble approcher en certains points des limites qu'elle atteignait au Gothlandien. La généralité de ce mouvement dans tout l'Est saharien se confirme également par une légère transgression dinantienne de part et d'autre du Golfe de Suez qui constitue l'unique apparition de la mer primaire au Sahara oriental. Quant au Sahara occidental, les derniers vestiges de la mer dinantienne ne dépassent pas, au Sud, le Bassin de Taoudenni; ainsi, la mer y serait très en retrait par rapport aux époques gothlandiennes et même dévoniennes.

Les premiers indices du retrait général de la mer paléozoïque de la plateforme saharienne apparaissent à la fin du Viséen; au Namurien, la mer abandonne la majeure partie du Sahara, de sorte qu'au début du Westphalien, il ne reste qu'un petit bassin dans la région de Béchar où se font encore des incursions marines, celles-ci cessant d'ailleurs bien avant le Stéphanien déjà entièrement continental. On peut se demander si ensuite, la mer n'a pas continué à se retirer vers l'Est en direction de Gabès où du Permien marin est connu.

Une dernière remarque reste à faire: malgré l'existence, à certain niveau, de quelques formes américaines, dans leur ensemble, la plupart des faunes paléozoïques du Sahara sont des faunes de l'Europe occidentale. Ceci confirme donc l'hypothèse que la mer paléozoïque du Sahara était très largement ouverte sur le Nord. Elle n'était, en somme, qu'une partie d'un vaste ensemble qui couvrait, aux temps primaires, l'Europe et le Nord de l'Afrique.

NOTES ON A NEW GEOLOGICAL MAP OF TRANS-JORDAN

By A. M. QUENNELL

Jordan

ABSTRACT

A series of three sheets covering western Trans-Jordan on a scale of 1/250,000 is in preparation, mainly from air photographs.

The rocks comprise (a) a Pre-Cambrian basement mainly of granite; (b) a Cambrian to Middle Cretaceous mainly terrestrial series; (c) a Cenomanian to Eocene conformable marine series.

Ancient faults are recognized in the Pre-Cambrian. There is no evidence of major faulting from Pre-Cambrian until Post-Eocene times. Since then major faulting movements have alternated with periods of erosion. The fault and fold pattern suggests stresses from the south-east (or north-west). Strain ellipsoid elements are recognized in shears, tension fractures, and monoclinial folds. Main rift-forming faults represent one set of shears.

It is suggested that the Arabia-Sinai-Palestine block moved eastward from Africa in late Tertiary times. Arabia then moved northward with a slight anti-clockwise rotation. The Gulf of Suez, Red Sea and Gulf of Aqaba have thus been formed by tension, while the Dead Sea " Rift " has been formed by compression combined with horizontal shearing.

An attempt is made to correlate (a) movements (b) physiography (c) basalt outpouring.

REFERENCE

QUENNELL, A. M. 1951. The Geology and Mineral Resources of (Former) Trans-Jordan. *Colonial Geology and Mineral Resources*, 2, no. 2

West Africa

SUR LES ACQUISITIONS NOUVELLES DE LA GÉOLOGIE EN AFRIQUE OCCIDENTALE FRANÇAISE DEPUIS 1940

Par G. ARNAUD

French West Africa

RÉSUMÉ

Des progrès notables ont été réalisés dans notre connaissance de la Géologie de l'Afrique occidentale française, depuis la synthèse faite, la veille de la guerre, par P. Legoux.

Précambrien.—L'existence du Précambrien inférieur (correspondant au Suggarien du Sahara) a été établie. Son identification constitue la découverte géologique capitale de ces dernières années.

Le Précambrien moyen, y compris les roches éruptives associées (équivalent du Pharusien du Sahara et du Birrimien de Gold Coast) apparaît dans toute l'Afrique occidentale.

Le Précambrien supérieur (Tarkwaïen-Buém) comprend tout ce que P. Legoux avait groupé sous le nom de "Séries intermédiaires," sauf, probablement, l'Akwapimien.

Paléozoïque.—L'identification de *Collenia* et de *Conophyton* a contribué à reculer au Cambrien l'âge de formations antérieurement considérées comme ordoviciennes.

Secondaire-Tertiaire.—Les Grès de Kandi appartiendraient probablement au "Continental intercalaire" (Crétacé inférieur) et seraient nettement séparés des Grès argileux du Moyen-Niger.

Ont été identifiés: les Séries de la Lama (Paléocène) et de Locogba (Crétacé supérieur?), dans le Bas-Dahomey; le Maestrichtien, en Basse Côte d'Ivoire et au Sénégal; le Lutétien supérieur, dans l'enracinement de la Presqu'île du Cap Vert.

UNE synthèse des connaissances géologiques sur l'Afrique Occidentale a été faite à la veille de la guerre par P. Legoux dans le Bulletin No. 4 de la Direction des Mines de l'A.O.F.* La guerre a perturbé profondément le fonctionnement du Service Géologique de ce territoire et retardé le levé de la carte de reconnaissance; ce n'est que depuis 1945 que le Service a retrouvé son effectif d'avant guerre et a pu reprendre ses levés réguliers. Cependant, malgré ce ralentissement d'ensemble, des progrès parfois très notables ont été réalisés, notamment dans notre connaissance du Précambrien.

PRÉCAMBRIEN

S'appuyant sur les levés antérieurs du Service Géologique,† sur ses propres levés de la boucle du Niger et sur ses observations de l'ensemble de l'Afrique Occidentale au sud du quinzième parallèle (A.O.F., Gold-Coast, Nigeria) M. Roques a établi pour l'ensemble du Précambrien la synthèse suivante:

Le Précambrien inférieur apparaît aux deux extrémités de l'Afrique Occidentale: Mauritanie (A. Blanchot), Sénégal Oriental (M. Nicklès et M. Roques) et en Guinée (L. Delaire pour la Basse Guinée, A. Obermuller et M. Roques pour la Guinée forestière) d'une part: Togo (P. Aicard), Dahomey (R. Pougnat), Niger (M. Raulais) et Soudan Oriental (M. Roques et R. Karpoff) d'autre part.

* Esquisse géologique de l'Afrique Occidentale Française.

† dont P. Legoux indique les auteurs, op. cit. p. 10.

Il correspond au Suggarien des géologues sahariens et il est principalement formé de schistes cristallins (à l'exception semble-t-il des micaschistes supérieurs) parfois migmatisés à leur base. D'autre part il comprend des roches éruptives anciennes telles que le gneiss à résidu de Bourré au Soudan Oriental (M. Roques) et la diorite d'Anié au Togo (M. Roques et P. Aicard); toutefois nous ne savons pas encore distinguer d'une manière générale et avec certitude les granites du Précambrien inférieur des granites diffus du Précambrien moyen.

Nous ne savons généralement pas encore distinguer davantage la tectonique du Précambrien inférieur de celle du Précambrien moyen et, sauf en Mauritanie Occidentale (Akjoujt) où A. Blanchot a découvert une admirable discordance suborthogonale, la tectonique ancienne paraît avoir été assez molle. D'ailleurs en Basse Guinée et dans l'Aïr, au Niger, les schistes cristallins ne présentent encore que des pendages souvent très modérés et, en général, la discordance apparaît surtout cartographiquement (Sénégal Oriental, Guinée forestière, Togo et Dahomey).

C'est l'identification du Précambrien inférieur par M. Roques qui constitue la découverte géologique capitale de ces dernières années; c'est elle en particulier qui a permis d'élucider la structure de tout le Précambrien d'Afrique Occidentale.

Le Précambrien moyen (y compris les roches éruptives associées) apparaît dans toute l'Afrique Occidentale.

Il comprend à la fois l'équivalent du Pharusien des géologues sahariens et du Birrimien des géologues de Gold Coast.

Les formations rapprochées du Pharusien comprennent surtout des quartzites (à muscovite, à oligiste, à magnétite) ainsi que des chloritoschistes et des séricitoschistes. Le Birrimien au contraire est schistovolcanique: schistes divers et arkoses à la base, tufs volcaniques et roches vertes (dolérites et andésites principalement) au sommet avec en Gold Coast et en Côte d'Ivoire un niveau manganésifère très caractéristique. La question de savoir si ces deux séries sont superposées probablement en concordance comme le pense M. Roques ou constituent simplement deux faciès différents d'une entité unique n'est pas encore élucidée. D'autre part M. Roques et l'auteur de cette note considèrent les formations des Monts Togo et de l'Atacora comme l'équivalent du Pharusien donc au moins aussi anciennes que le Birrimien tandis que les géologues de Gold Coast font de leur prolongement en territoire britannique, l'Akwapimien, une série beaucoup plus récente qu'ils classent presque au sommet du Précambrien; si, d'ailleurs, il en était effectivement ainsi on ne connaîtrait aucun équivalent de l'Akwapimien dans le reste de l'Afrique Occidentale.

La tectonique du Précambrien moyen compliquée dans le détail apparaît, pour l'ensemble de l'Afrique Occidentale, d'une belle simplicité: si l'on suppose enlevée la couverture de formations primaires et postérieures, l'Afrique Occidentale apparaît comme formée des restes profondément érodés et arasés d'une puissante chaîne géosynclinale, de direction subméridienne en moyenne, comprimée entre un géanticlinal oriental ou nigérien et un géanticlinal occidental ou atlantique. Le caractère géosynclinal du Birrimien avec ses schistes argileux, ses roches vertes et ses énormes massifs de granite diffus est frappant de même que le caractère néritique des séries essentiellement quartzеuses rapprochées du Pharusien. Il est remarquable en outre de voir le Birrimien confiné dans une position centrale de même que les séries à faciès Pharusien occuper avec le *Précambrien inférieur* des positions exclusivement marginales, ce qui souligne bien l'allure synclinale de l'ensemble.

La chaîne géosynclinale birrimienne recoupe la côte du Golfe de Guinée depuis le Cavally jusqu'à l'Akwapim Range sur une largeur de 800 kilomètres, traverse la Côte d'Ivoire, la Gold Coast et le Soudan sauf son extrémité orientale, reparaît à la frontière de la Mauritanie et des Territoires du Sud Algérien au delà de la cuvette primaire soudanaise* et disparaît enfin sous le Paléozoïque du Sud Marocain.

* Des échantillons recueillis par Th. Monod dans l'Iguidi et décrits par E. Jérémie (Bull. Com. Et. hist. et Sc. A.O.F. Série B—No. 5—fasc. II) sont à peu près certainement du Birrimien supérieur.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Le géanticlinal nigérien constitue le Togo, le Dahomey, la Nigeria, le Niger, l'extrémité orientale du Soudan (Adrar des Iforhas) et le Massif Central saharien. Il est probable qu'il se poursuit très loin vers l'est peut être au delà de la Mer Rouge ainsi que vers le sud au Cameroun et en A.E.F.

Le géanticlinal atlantique, en majeure partie caché par les recouvrements sédimentaires, est encore mal connu; il n'est identifié avec certitude qu'en Basse Guinée et en Mauritanie occidentale et il est séparé en Guinée de la chaîne birrimienne par une large zone de transition à caractères intermédiaires.

Les granites du Précambrien moyen commencent à être assez bien classés dans la chaîne géosynclinale (L. Bodin), où l'on distingue trois types principaux:

- (a) un granite calcoalcalin en massifs généralement migmatitiques parfois énormes (Côte d'Ivoire).
- (b) un granite porphyroïde à biotite, dont la composition minéralogique est la même que celle du précédent mais qui en diffère tant par la structure que par le mode de gisement.
- (c) un granite calcosodique en massifs circonscrits.

Ces trois types comprennent ceux des géologues de Gold Coast (Cape Coast, Winneba, Dixcove), la variété de chacun paraissant toutefois plus grande en territoire français.

En dehors de la chaîne géosynclinale on retrouve un granite porphyroïde à biotite, qui est très probablement l'équivalent du type (b) ci-dessus, tant dans le géanticlinal nigérien au Dahomey, en Nigeria, au Niger (Aïr) et au Soudan oriental (Adrar des Iforhas) que dans le géanticlinal atlantique en Mauritanie et en Basse Guinée.

Quant au type (c), il est remplacé par un type remarquable alcalin et hyperalcalin; c'est le granite du Plateau de Bauchi en Nigeria. Il est particulièrement caractéristique du géanticlinal nigérien ou on le connaît au Soudan (Adrar des Iforhas), au Niger (Damagaram, Mounio, Aïr), en Nigeria (Plateau de Bauchi) et semble-t-il à travers tout le Sahara jusqu'au delà de la Mer Rouge dans la péninsule arabe et dans le Sinaï; il existe également quoiqu'avec une extension bien moindre dans le géanticlinal mauritanien et c'est à lui qu'il faut rattacher les célèbres syénites néphéliniques des îles de Los, les syénites néphéliniques signalées au Rio-de-Oro par Quiroga entre Villa Cisneros et Idjill (ainsi peut être que son granite rouge à biotite de Dumus) et enfin le granite à riébeckite recueilli par Jacquet au Rio-de-Oro à Bouir el Halou au nord d'Ain ben Tili.

Enfin il existe aussi en dehors de la chaîne géosynclinale des granites en gros massifs diffus qui rappellent le type (a) mais nous ne savons pas encore les distinguer avec certitude des granites appartenant au cycle orogénique du Précambrien inférieur. Tel est le cas notamment de la série granitique qui renferme les célèbres granites à hypersthène de Man en Côte d'Ivoire: son mode de gisement est identique à celui du type granitique (a), mais la différence de composition chimique (sodico—magnésienne au lieu de calco-alcaline) est trop notable pour qu'on puisse l'y rattacher en toute certitude.

La *Précambrien supérieur*, enfin, comprend tout ce que P. Legoux a groupé sous le nom de *Séries Intermédiaires* à l'exception probable, toutefois, de l'Akwapimien. M. Roques classe les *Séries Intermédiaires*:

- en Tarkwaïen, connu seulement en Côte d'Ivoire et en Gold Coast, c'est-à-dire dans la chaîne géosynclinale,
- et en *Séries à faciès Buem* connues aussi bien à l'est de la chaîne (Buem en Gold Coast, Togo et Dahomey; série de Hombori Douentza au Soudan oriental) qu'à l'ouest (Rockell *Séries* en Sierra-Leone et en Basse Guinée; Série de la Falémé au Sénégal oriental et en Basse Mauritanie); le synclinal filiforme constitué par les séries de Buem et de Hombori—Douentza présente le caractère remarquable de suivre exactement la limite orientale de la chaîne géosynclinale.

Il paraît probable que le second de ces deux termes du Précambrien supérieur est sensiblement plus récent que le premier, une période de plissements ayant eu lieu dans l'intervalle; ils ne sont toutefois encore nulle part connus au contact l'un de l'autre mais il résulte d'observations anciennes de M. Nicklès que la clé du problème pourrait bien se trouver dans l'est du Sénégal (Kédougou).

Enfin, le prolongement des arkoses, grès grossiers et conglomérats signalés par N. R. Junner (1929)

dans le District de Kambia en Sierra-Leone a été trouvé en Basse Guinée à l'est et au nord de Forécariah par L. Delaire qui les a au surplus observés dans la vallée de Taban en discordance indiscutable au-dessous des grès horizontaux primaires. Ils appartiennent donc encore au Précambrien.

PALÉOZOÏQUE

Des organismes découverts par J. Prunet dans les dolomies situées à 30 kms. à l'ouest de Bobo-Dioulasso en Côte d'Ivoire, ont été déterminées comme *Collenia* par R. Furon (1945) qui fut ainsi amené à reculer jusqu'au Cambrien l'âge des formations paléozoïques de Bobo-Dioulasso considérées jusqu'alors comme probablement ordoviciennes.

D'autre part la découverte de Stromatholites (*Conophyton*) dans du Georgien daté du Sud Marocain a conduit R. Furon, C. Kilian et N. Menchikoff (1946) à considérer les dolomies à Stromatholites et *Collenia* de Mauritanie, de Côte d'Ivoire et de Gold Coast comme indubitablement cambriennes.

SECONDAIRE ET TERTIAIRE

Dahomey.—A la suite de H. Hubert les géologues français classaient dans un même ensemble apparemment continu les placages gréseux du Dahomey septentrional (Grès de Kandi) et les Grès argileux du Moyen Niger qui recouvrent l'Eocène daté de l'Adar Douthi au Niger. Mais les géologues de Nigeria ont montré qu'au delà de la frontière dahoméenne les formations datées de l'Eocène et du Crétacé supérieur venaient s'intercaler entre le prolongement des Grès de Kandi et les Grès argileux du Moyen Niger. Il est donc probable que les Grès de Kandi appartiennent au Continental Intercalaire (Crétacé inférieur).

D'autre part, on connaît depuis longtemps dans le Bas Dahomey une formation essentiellement marneuse qui forme la dépression de la Lama allongée parallèlement à la côte entre deux séries de plateaux constitués de grès argileux. En 1942 des nummulites ont été trouvées en place dans les marnes de la Lama et déterminées par L. M. Davies comme *N. nuttalli* du Paléocène de l'Inde (Upper Rannikott); la même année H. Besairie mit en lumière l'existence d'une série argilo-sableuse, la série de Locogba, au-dessous de la série de la Lama; cette série n'est pas datée mais il y a tout lieu de penser qu'elle appartient au Crétacé supérieur, qui vient, du reste, d'être identifié avec certitude au Togo britannique. L'auteur de la présente note considère que la série de Locogba comprend également les sables et argiles* qui constituent les plateaux septentrionaux du Bas Dahomey et qui étaient considérés jusqu'à présent comme néogènes.

Côte d'Ivoire.—Des fossiles recueillis par A. Savornin et H. Besairie à Eboïnda dans le sud-est de la Côte d'Ivoire ont été déterminés par M. Collignon comme indubitablement maestrichtiens.

Sénégal.—Jusqu'à une date récente on considérait que l'enracinement de la Presqu'île du Cap Vert était constitué par des couches de passage du Crétacé à l'Eocène qui s'ennoyaient naturellement sous les marnes yprésiennes de la falaise de Thiès (F. Jacquet). Mais en 1944 et en 1945 A. Gorodiski puis F. Tessier (1946), découvrirent dans cette région de nombreux silex et quelques calcaires à nummulites qui furent déterminées par L. M. Davies comme étant principalement *N. curvispira*. La présence du Lutétien supérieur se trouve ainsi démontrée à soixante dix kilomètres à l'ouest des affleurements les plus occidentaux connus jusqu'alors.

D'autre part F. Tessier (1946) a trouvé à Popenguine à soixante kilomètres au sud-est de Dakar puis dans toute la région de Pout du Maestrichtien bien daté sous forme de grès calcareux, de sables et d'argiles; c'est la première fois que le Crétacé supérieur se trouvait identifié de manière certaine au Sénégal, la série marneuse de Dakar attribuée classiquement au Sémonien n'ayant jamais livré que des foraminifères de médiocre valeur et, en fait de macrofossiles, qu'un oursin d'espèce nouvelle.

* Dans lesquelles H. Besairie signale des débris des plantes.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

RÉFÉRENCES

- FURON, R. 1945. Sur l'extension du Cambrien marin au Sud du Niger. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, p. 181.
- , KILIAN, C., et MENCHIKOFF, N. 1946. Du Cambrien en Afrique. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, p. 904.
- GORODISKI, A., et TESSIER, F. 1946. Contribution à l'étude du Lutétien du Sénégal. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, pp. 400-402.
- JUNNER, N. R. 1929. *Annual Report Geol. Surv. Sierra Leone*, 1927-8, p. 9.
- TESSIER, F. 1946. Sur l'existence d'un niveau maestrichtien au Sénégal. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, pp. 505-506.

West Africa

Note.—See also F. DIXEY and E. S. WILLBOURN, *The Geology of the British African Colonies*, in this volume, pp. 87-109.

Central and East Africa

ESQUISSE DE LA GÉOLOGIE DU CONGO BELGE

Par L. CAHEN et J. LEPERSONNE

Belgium

ABSTRACT

A short introduction gives an outline of the present state of geological knowledge in Belgian Congo and of its main problems.

The paper contains a description of each of the formations that have been studied. Its sections deal successively with (a) the Basement complex and Karagwe Ankolean or Kibara group, (b) the Katanga group, (c) the Karroo system, (d) the Kalahari and post Kalahari terrains, (e) the marine formations of the Atlantic coast and (f) the volcanic formations and Rift Valleys. Each section contains a short summary of tectonic conditions and mineral resources relating to the formations described.

Despite difficulties in correlating pre-Karoo formations from distant regions it is shown that the generalized sequences in each main area are very similar to each other so that a tentative sequence for the whole of Belgian Congo is reached.

I. INTRODUCTION

LA notice qui suit ne vise qu'à donner les traits essentiels de la géologie du Congo Belge. Pour chaque unité stratigraphique, nous avons, autant que possible, adopté la légende admise par la Commission de Géologie du Ministère des Colonies, en l'accompagnant de quelques commentaires,—

On ne trouvera donc ici, ni détails, ni historique des travaux, ni discussion approfondie de thèses opposées, mais un exposé aussi simple que possible des lignes générales de la géologie de notre Colonie.

Les trois régions fondamentales

Un coup d'oeil sur la carte permet de saisir les grands traits de la constitution géologique du Congo qui peut être subdivisé en trois régions (Fig. 1).—

La région littorale.—Une zone littorale d'une soixantaine de kilomètres de large est comprise entre l'Océan Atlantique et les Monts du Mayumbe. Dans cette zone affleurent principalement des formations marines d'âge cénozoïque et crétacé. Les fossiles abondent et les méthodes d'études stratigraphiques utilisées en Europe y sont applicables.—

La "cuvette centrale."—Une vaste dépression centrale, la "cuvette centrale," est recouverte par les formations subhorizontales du système du Karroo et de systèmes plus récents.—

Ceux-ci d'ailleurs ne sont pas limités à cette cuvette, mais recouvrent de manière discontinue de larges portions de la région périphérique.—

Ces formations subhorizontales sont d'origine continentale et sont fossilifères. Jusqu'ici, les récoltes n'ont pas encore été très abondantes. La base de la stratigraphie est ici principalement paléontologique.—

La bordure des terrains anciens.—Tout autour de la cuvette centrale existe une bordure de terrains plus anciens que les précédents, subhorizontaux, ondulés ou plissés, pour lesquels la subdivision régionale, est essentiellement basée sur des caractères géométriques. Les fossiles à valeur stratigraphique sont absents, et si, contrairement à ce qui a été plusieurs fois affirmé, la vie y a été abondante à certaines



FIG. 1.

époques, il s'agit surtout d'organismes inférieurs dont l'étude encore peu poussée ne permet pas d'affirmer la valeur stratigraphique.—

Remarque.—Recouvrant tout ou partie de ces trois régions principales on observe des terrains post-Karoo, comprenant d'une part le Système du Kalahari, d'autre part les formations récentes plio-pléistocènes et holocènes; ces terrains sont généralement fossilifères.—

Evolution de l'exploration géologique

Nous dénommerons ici " terrains anciens " tous les terrains ante Karroo affleurant principalement dans la région du pourtour du Congo. L'étude de terrain de ces formations a été entreprise du haut vers le bas, soit en descendant l'échelle stratigraphique.—

De ce qui n'était, il y a une trentaine d'années, qu'un complexe mal ordonné, on a commencé dans toutes les régions du Congo par détacher un Groupe supérieur qui a fait l'objet d'études souvent détaillées au cours des trente dernières années.—

Depuis dix ans environ on s'est attaché à l'étude de ce qui restait sous ce groupe supérieur et, dans les régions où les études sont les plus poussées, on a pu isoler un deuxième groupe de terrains, inférieur au précédent, mais parfois supérieur à un complexe encore presque totalement indifférencié.—

Classification

Dans les régions les mieux connues, les terrains anciens ante Karroo peuvent donc être subdivisés du haut en bas en

- un groupe supérieur,
- un groupe intermédiaire,

un complexe indifférencié pouvant contenir des terrains plus anciens que ceux du groupe intermédiaire.—

Ailleurs, la subdivision demeure à un stade moins évolué de deux termes:

un groupe supérieur,

un complexe pouvant comprendre les deux termes inférieurs cités ci-dessus.—

Nous exposerons les connaissances acquises en suivant un ordre stratigraphique plutôt que l'ordre régional d'habitude employé pour la description des terrains anciens du Congo; toutefois, au sein de chaque grand groupe défini plus haut, nous maintiendrons un ordre régional.—

Nous pensons que, pour un exposé synthétique comme le nôtre, cette présentation offre l'avantage d'être plus compréhensible pour le lecteur et de faire sentir l'unité géologique de l'ensemble du Congo tout en n'impliquant aucune corrélation détaillée entre les diverses régions.—

Age des formations

L'âge absolu des terrains anciens ante Karroo est actuellement inconnu; des hypothèses ont cependant été formulées s'appuyant principalement sur les méthodes ci-après.—

Méthode paléontologique.—Jusqu'ici aucun fossile utilisable stratigraphiquement n'est connu dans les terrains ante Karroo. La méthode paléontologique fait défaut à l'heure actuelle, sans qu'il faille cependant perdre espoir en ce qui concerne certains terrains où quelques restes indéchiffrables permettent de prévoir des récoltes futures.—

La présence de stromatolithes dans les puissants systèmes carbonatés de la partie inférieure du Groupe du Katanga n'est pas actuellement d'un grand secours au point de vue chronologique, puisqu'on connaît des formes comparables dans le Précambrien et dans presque tout le Paléozoïque.—

Si l'on raisonne par analogie avec ce qui se passe au Sahara, on pourrait être tenté d'accorder à ces séries carbonatées de la base du Groupe du Katanga un âge cambrien, mais c'est précisément à l'une d'entre-elles que se rapporte l'âge algonkien déterminé au Katanga par la méthode radioactive.—

Méthode radioactive.—La méthode radioactive a permis de situer certains terrains du Katanga dans le Précambrien, mais il subsiste quelques incertitudes, inhérentes à l'âge de la mise en place du filon uranifère.—

Comparaisons stratigraphiques.—La comparaison avec des terrains qui, dans des régions plus septentrionales, ont pu être datés paléontologiquement est intéressante, mais les distances sont telles qu'on ne peut tabler sur cette méthode qui permet cependant d'avancer hypothétiquement pour le sommet du Groupe du Katanga un âge carbonifère inférieur comme limite supérieure.—

Les contradictions rappelées plus haut suffisent à indiquer que dans l'état actuel cette question reste presque entièrement à résoudre.—

II. LE COMPLEXE INDIFFÉRENCIÉ ET LE GROUPE INTERMÉDIAIRE DES TERRAINS ANCIENS

(Groupe de Karagwe Ankole)

L'état actuel des connaissances ne permet pas de séparer partout ces deux formations. Suivant les régions, le complexe indifférencié sera donc véritablement un complexe de terrains mal connus mais inférieurs au Groupe différencié le plus ancien, ou bien un ensemble imprécis pouvant comprendre des terrains contemporains des deux subdivisions inférieures des terrains anciens.—

(a) *La région du Katanga proprement dit (y compris la chaîne Kibarienne)*

On ne connaît pas dans cette région de formation plus ancienne que le *Groupe des Kibara*, lui-même subdivisé comme suit d'après les travaux de G. Mortelmans principalement.—

Groupe des Kibara

II. Système du Lubudi.—

(c) *Série supérieure.*—

schistes noirs charbonneux, parfois pyriteux; schistes noirs calcarifères;

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

schistes de teinte variée, rouge, brune ou lilas; quartzites et quartzites feldspathiques subordonnés, de teinte grise ou verte, avec conglomérats lenticulaires (K 6b: observé sur 600 m. environ).—

(b) *Série moyenne.*—

- (3) quartzites et quartzites feldspathiques de teintes variées, avec conglomérats lenticulaires et grès argileux subordonnés (K 6a: 1.500 m. env.).
- (2) Dolomies et calcaires dolomitiques, massifs ou zonaires, souvent construits, avec intercalations localement abondantes de grès calcareux clairs et de schistes noirs charbonneux, parfois pyriteux. Cet ensemble peut être silicifié dans son entièreté. Vers le sommet niveau assez continu à stromatolithes (K 5: 1.300 m. env.).
- (1) Schistes noirs charbonneux, parfois pyriteux avec intercalation de schistes violacés, lilas ou bruns; localement passage vers le sommet à des grès calcareux clairs et des schistes mauves ou lilas (K 4c: 400 m. env.).—

Discontinuité avec lacunes parfois importantes et localement de faibles discordances de stratification.—

(a) *Série inférieure.*—comprenant de haut en bas:

- (3) quartzites et quartzites feldspathiques généralement sombres, passant localement à des schistes noirs charbonneux avec quartzites subordonnés; localement lentilles étendues de conglomérats arkosiques (K 4b: 300 m. env.).—
- (2) schistes noirs souvent charbonneux passant vers le bas à des schistes foncés, bleus, noirs ou violacés; localement au sommet, schistes à zonage saisonnier (K 4a: 600 m. env.).—
- (1) schistes et phyllades, avec quartzophyllades et quartzites subordonnés, de teintes variées, souvent vives, pouvant passer sur toute leur puissance à des grès quartzitiques rouges; localement conglomérat de base (K 3: 1.400 m. env.).—

N.B.—Dans les Monts Kibara cet étage comporte en plus, à la base, 1.100 m. de quartzites et d'arkoses, de teinte claire.—

Il semble bien qu'une forte discontinuité, sinon une importante discordance, sépare les deux systèmes du Lubudi et de Nzilo, ainsi que le montrent les relations générales entre ces deux ensembles; elle n'a toutefois jusqu'ici pu être observée directement sur le terrain.—

I. Système de Nzilo.—

(c) *Série supérieure.*—

Diabases généralement amygdaloïdes avec rhyolites subordonnées; localement à la base, schistes et grès rougeâtres (K v: 0 à 1200 m.).

(b) *Série moyenne.*—comprenant de haut en bas.—

- (2) Quartzites gris ou blancs souvent à ripple marks et stratifications obliques, parfois hématitifères, rouges ou roses; avec conglomérats, quartzophyllades et phyllades subordonnés (K 2: 500 à 4.000 m.).—
- (1) Phyllades, quartzophyllades, grès et quartzites, de teinte variable, vert foncé, rouge sombre ou violacée avec niveaux plus ou moins continus de grits et de conglomérats. Localement schistes à zonage saisonnier. Localement paraamphibolites. Localement à la base, conglomérats parfois puissants (K 1b: 1.800 m. env.).—

(a) *Série inférieure.*—

Phyllades sombres avec zones de quartzophyllades et quartzites. Localement lentilles et horizons calcaires (K 1a: vu sur 4.000 m. env. base inconnue).—

Des granites syntectoniques, souvent porphyroïdes, affectent la partie inférieure du Système de Nzilo. Des granites post-tectoniques, généralement équi-granulaires traversent la totalité du Groupe des Kibara; il leur est associé tout un cortège de différenciations acides, alcalines et basiques. Des phénomènes de migmatitisation peuvent accompagner l'un et l'autre type de granite.—

Des dolérites post-tectoniques affectent la totalité du Groupe des Kibara ainsi que les granites post-tectoniques.—

Un épisode glaciaire assez important se situe dans la série inférieure du Système de Lubudi.—

L'ensemble des couches du Groupe des Kibara forme une importante chaîne plissée qui de Ruwe vers Bukama—Mitwaba—Manono—s'étend en direction S.S.O.-N.N.E. vers le lac Tanganyika.—

Le plissement s'atténue en direction du S.E. vers le N.O. et les couches du Kibara de ces dernières régions sont ondulées et peu métamorphiques.—

La chaîne Kibarienne sépare la région du Katanga proprement dit de celle du Lomami et du Kasai.—

(b) *La région du Lomami et du Kasai*

Au Lomami.—A proximité immédiate des dernières couches Kibariennes en disposition ondulée et peu métamorphiques, on rencontre des couches violemment plissées et dont le degré de métamorphisme est plus élevé que celui des couches du noyau de la chaîne Kibarienne.—

Cette disposition fait présumer l'existence dans les roches du soubassement du Lomami d'un ensemble plus ancien que le groupe des Kibara; cet ensemble a été dénommé provisoirement "Système de Kalundwe" (L. Cahen et G. Mortelmans). Ce "Système" se distingue encore du Kibara par une direction différente des couches; de plus les niveaux conglomératiques du Kibara comprennent dans leurs éléments des roches empruntées à ce "Système."—

Le socle ancien du Lomami se fond dans le *complexe indifférencié du Kasai* qui comprend donc, au moins en partie, des terrains antérieurs au Kibara. Aucune étude ne permet de classer stratigraphiquement les roches dont est constitué ce complexe: gneiss—micaschistes—quartzites—itabirites—amphibolites—pyroxénites—amphiboloschistes—migmatites—qui avec les granites et les gabbros couvrent une vaste partie de cette région.—

A la Lulua, les relations du complexe avec le *Groupe de la Lulua* sont incertaines. Celui-ci est constitué comme suit: schistes phylladeux, quartzites schistoïdes et exceptionnellement minces bancs calcaires; il paraît représenter le sommet d'un ensemble plus puissant dont les couches inférieures sont encore confondues avec le complexe indifférencié. Ce groupe de la Lulua, pourrait correspondre en tout ou partie au Groupe des Kibara situé plus à l'Est.—

(c) *La région du Congo Occidental*

Cette région comprend le Kwango, le Bas et le Moyen Congo. Au Kwango, les quelques boutonnières de roches anciennes paraissent constituer le prolongement du complexe indifférencié du Kasai. Au Bas Congo, des travaux de L. Cahen ont conduit à établir la succession suivante:

Groupe des Monts de Cristal

Système du Haut Shiloango.—

Etage de Sekelolo.—

calcaires noirs, calcaires construits (stromatolithes), schistes à nodules de calcaires noirs; passage gradué à l'étage de Mouyonzi (400 m. env.).—

Etage de Mouyonzi.—

phyllades et schistes, souvent calcareux avec intercalations de grès calcareux et de calcaires gris finement lités (950 à 1.200 m. env.).—

Etage de la Bembezi.—

quartzites feldspathiques et quartzites, niveaux conglomératiques (150 à 200 m.).—

Des intrusions basiques ("diabases d'Isangila") accompagnent les roches de ce système.—

Certains faits portent à admettre l'existence d'une discordance de stratification entre le système du Haut Shiloango et le système du Mayumbe.—

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Système du Mayumbe.—

Couches de la Duizi.—

roches phylliteuses diverses: schistes satinés, schistes œillés passant localement au gneiss, schistes quartzitiques, quartzites sériciteux, "grits"; conglomérat; amphibolites; calcaires.—

Couches de Tshela.—

schistes et grès graphiteux, grès et quartzites; localement laves basiques.—

Couches de Matadi.—

quartzites et quartzites schistoïdes micacés, parfois conglomératiques; micaschistes.—

Couches de Palabala.—

micaschistes quartzitiques avec quartzites subordonnés; amphibolites, gneiss.—

Des discontinuités existent entre couches de la Duizi et couches de Tshela et entre ces dernières et couches de Matadi.—

Des massifs granitiques, avec cortège de migmatites, et des intrusions basiques, accompagnent les roches de ce système.—

Les relations entre les roches anciennes des boutonnières du bassin du Kwango et la succession établie au Bas Congo ne sont pas actuellement connues.—

Les terrains du Groupe des Monts de Cristal forment une chaîne dans laquelle l'intensité de plissement de même que l'intensité de métamorphisme décroît de l'Ouest à l'Est.—

(d) La région de l'Ubangi

Les terrains anciens de cette région sont peu connus. La seule étude de quelque importance y consacrée est due à B. Aderca.

Cet auteur envisage deux subdivisions majeures: de haut en bas,

Groupe de la Liki-Bembe

Complexe de base

séparées par une discordance bien marquée par la direction des couches qui est plus ou moins W.E. pour le Groupe de la Liki-Bembe et approximativement N.S. pour la partie sédimentaire du "complexe de base" dénommée "Système de Banzyville."—

En s'inspirant de ces travaux, tout en y apportant quelques modifications de nomenclature pour rendre la terminologie relative à l'Ubangi analogue à celle d'autres régions, nous aurons de haut en bas:

Groupe de la Liki-Bembe

Série supérieure: schistes phylladeux, schistes calcaires intercalés,

Série moyenne: quartzites,

Série inférieure: phyllades avec poudingues et quartzites intercalés.—

Complexe indifférencié.—

faciès sédimentaires ("Système de Banzyville"): quartzites, phyllades lustrés, poudingues.

faciès cristallophyllien: gneiss et schistes cristallins.—

Les observations de B. Aderca montrent qu'ici le complexe indifférencié est antérieur au Groupe de la Liki-Bembe. Il y a cependant lieu de noter que selon cet auteur lui-même le Système de Banzyville serait l'équivalent du Kibalien de la région N.E. Or, ainsi qu'on le verra au paragraphe suivant, des arguments ont été invoqués pour ranger le Kibalien dans le Groupe de l'Urundi; il s'en suivrait que le "Système de Banzyville" devrait dans ce cas être incorporé au Groupe de la Liki-Bembe, dont il constituerait le système inférieur, le Groupe de la Liki-Bembe (au sens Aderca) constituant un ou plusieurs systèmes supérieurs.—

(e) La région du Nord-Est

La caractéristique majeure de cette région est que de très vastes surfaces y sont occupées par des granites.—

Bien qu'étudié localement depuis très longtemps, ce territoire, presque entièrement formé par des granites et quelques roches très métamorphiques est un des moins débrouillés du Congo.—

Jusqu'en des temps récents, toutes les roches sédimentaires plus ou moins métamorphiques antérieures au Groupe de la Lindi étaient classées dans un Groupe du Kibali auquel l'aspect fortement évolué des roches faisait généralement donner un âge anté Groupe de l'Urundi.

Il semble cependant qu'actuellement les géologues ayant le plus étudié cette région admettent l'existence de deux orogénèses différentes dans le Nord Est et qu'on doive adopter un schéma analogue à celui-ci:

Groupe du Kibali: comprenant notamment des schistes graphiteux, des phyllades et des quartzites.—

Groupe du Mt. Stanley: cipolins et amphibolites.—
en outre complexe indifférencié de roches "cristallophylliennes."—

Si ce schéma paraît acceptable comme premier essai de classement, il s'en faut de beaucoup que toutes les roches de la région puissent, à l'heure actuelle, être classées dans l'un ou l'autre de ces ensembles.—

Selon les vues de R. de Dycker, le Groupe du Kibali serait un faciès métamorphique profond du Groupe de l'Urundi.—

Dans les cartes, nous n'avons pu faire mieux que de figurer tout l'ancien groupe du Kibali avec doute, sous la même teinte que l'Urundi.—

Il semble qu'une étude de terrain nouvelle et systématique soit indispensable si on veut progresser dans la connaissance de la géologie de la région du Nord Est.—

(f) *La région du Maniema, du Kivu et du Ruanda—Urundi*

Alors que, dans la région précédente, les roches d'origine sédimentaire ne forment que quelques pour cent dans un ensemble granitique largement dominant, quand on avance vers le Sud les proportions changent et deviennent environ 30% de granite contre 70% sédimentaire.—

Selon la conception de certains géologues, cette disposition reviendrait à se représenter la région du N.E. comme une surface coupant les massifs granitiques et les bassins sédimentaires à une cote plus profonde qu'au Maniema Kivu.—

Dans cette dernière région, on ne connaîtrait en somme que la partie apicale des massifs granitiques au voisinage de laquelle se situe la minéralisation stannifère dans les théories de Fersman, alors qu'au Nord Est, se seraient les régions latérales des massifs qui seraient exposées, et toujours suivant Fersman, c'est là que se trouve principalement l'or. Ce schéma est précisément d'application dans ces deux régions.—

Quoi qu'il en soit, la prédominance des roches sédimentaires permet à nouveau l'établissement d'une stratigraphie.—

On réunit actuellement sous le nom de *Groupe de l'Urundi et de la Ruzizi*, l'ensemble des terrains d'origine généralement sédimentaire de cette partie de l'Est congolais. En de nombreux points, en effet, l'ancien système de la Ruzizi s'est avéré n'être qu'un faciès métamorphique de couches du système de l'Urundi, sans qu'il en soit forcément toujours ainsi.—

Des travaux récents, mais locaux, font état de discordances observées en plusieurs points, il est donc probable que les anciens systèmes de l'Urundi et de la Ruzizi réunis actuellement en un seul groupe, devront, après un complément d'étude, se scinder en plusieurs systèmes, basés sur des faits stratigraphiques et non pas sur le seul aspect du métamorphisme qui était la base de l'ancienne subdivision en deux systèmes.—

Les travaux de Delhay et Salée, puis ceux de la Mission Géologique du Comité National du Kivu (Salée, Boutakoff, de la Vallée Poussin) ont établi puis confirmé l'exactitude générale de la succession lithologique suivante, à laquelle des précisions locales ont été apportées à diverses reprises.—

Groupe de l'Urundi et de la Ruzizi

Série supérieure.—

schistes foncés, souvent graphiteux.

Série moyenne.—

arkoses, quartzites, poudingues, toutes roches de teintes pâles, verdâtres.—

Série inférieure.—

schistes noirs graphiteux et schistes foncés, alternant avec des quartzites en bancs minces et des arkoses à ciment graphiteux; subsidiairement conglomérats interstratifiés, cipolins dolomitiques ou calcaires, parfois silicifiés.—

Ces roches voisinent avec des micaschistes, des amphibolites, des gneiss, des migmatites et des granites, sans qu'il soit possible de préciser si l'on a affaire à des formations plus anciennes ou à un faciès métamorphique, notamment au voisinage des massifs granitiques.—

Il est en outre possible que certaines roches carbonatées, interstratifiées dans des phyllades noirs de la Haute Maïko, doivent être rapportées à la partie supérieure du Groupe de l'Urundi, ainsi d'ailleurs que certains autres ensembles non actuellement situés avec précision dans la succession stratigraphique.—

Dans la région d'Albertville (au Nord Est du Katanga), on trouve des couches qui prolongent tout ou partie du Groupe de l'Urundi et de la Ruzizi, formant ainsi une transition entre ce dernier et le groupe des Kibara.—

Vue d'ensemble

Nous résumerons ici les relations de région à région pour les terrains jusqu'ici examinés.—

Le Groupe des Kibara est connu au Katanga dans un certain détail; vers le Lomami il apparaît comme superposé à un système plus ancien qui fait partie du complexe indifférencié du Kasai. Dans cette région, la portion supérieure du même complexe, dénommée Groupe de la Lulua pourrait être l'équivalent du Groupe des Kibara.—

Vers le Nord, le Groupe des Kibara est représenté par le Groupe de l'Urundi-Ruzizi avec lequel il est en continuité géographique; suivant certaines vues, une partie de ce dernier passerait au Nord au groupe du Kibali, lui-même précédé d'un Groupe du Mont Stanley, plus ancien. Le Groupe du Kibali passe vers l'Ouest au Système de Banzyville de l'Ubangi lui-même surmonté du Groupe de la Liki-Bembe.—

Ainsi les relations entre régions peuvent en grand se schématiser comme suit, au moyen d'un nombre limité d'hypothèses.—

Kasai-Lomami	Katanga	Maniema-Kivu, etc.	Nord-Est	Ubangi
Gr. de la Lulua = ?	Gr. des Kibara =	Gr. de l'Urundi-Ruzizi	= ?	Gr. de la Liki-Bembe
			Gr. du Kibali =	Syst. de Banzyville
Complexe	-----	-----	-----	-----
indifférencié	Système de Kalundwe		Gr. du Mt. Stanley	

Quant au Groupe des Monts de Cristal, il est géographiquement isolé à la fois du Kasai et de l'Ubangi et ses relations avec les autres régions ne peuvent être établies par le moyen des raccords géographiques, sauf au prix d'un long détour en Angola et surtout en A.E.F. pour lequel les éléments manquent encore en grande partie.—

Dans le tableau qui précède, les seules *certitudes* sont données par la continuité géographique reconnue entre Groupe des Kibara et de l'Urundi-Ruzizi d'une part et entre Groupe du Kibali et Système de Banzyville de l'autre.—

Il semble donc que les terrains examinés jusqu'ici se partagent en un Groupe, pour lequel, sur le plan africain, a déjà été proposé le nom de Karagwe—Ankole, et des terrains plus anciens dont l'étude au Congo Belge n'est presque pas entamée et qui correspondraient au Basement Complex ou Primitive Systems des Britanniques.—

Il importe de signaler qu'on ne connaît, nulle part au Congo Belge, avec certitude la base du Groupe analogue au Karagwe—Ankole. Par contre son sommet est ou peut être parfaitement défini par l'importante discordance angulaire qui le sépare partout du Groupe supérieur qui sera décrit dans le chapitre suivant.—

Ressources minérales

Les richesses minérales que l'on trouve associées aux roches des Groupes dont il vient d'être

question sont principalement l'or et l'étain. Ce dernier est accompagné de satellites dont les principaux sont le tantalum, le niobium, le tungstène.—

Selon un schéma inspiré des théories géochimiques de Fersman, l'étain correspond aux parties superficielles des batholites granitiques, l'or aux parties profondes. C'est précisément la répartition que l'on observe:

au Maniema où les axes géochimiques sont jalonnés par des gîtes stannifères alors que l'or apparaît sur les côtés;

au Nord-Est, où ainsi qu'il a été dit, par opposition au Maniema la "section" dans les roches granitiques est plus profonde et partout l'or prédomine;

au Mayumbe, où l'or est seul connu au Mayumbe belge et au Sud du Mayumbe français, alors que la cassitérite a été reconnue plus au Nord. Or, il y a précisément ennoyage de la chaîne du Mayumbe et de ses batholites granitiques vers le Nord;

au Katanga, où les relations sont plus confuses mais où néanmoins les mêmes règles paraissent pouvoir s'appliquer en première approximation.—

III. LE GROUPE SUPÉRIEUR DES TERRAINS ANCIENS OU GROUPE DU KATANGA

Ces formations existent dans chacune des grandes régions passées précédemment en revue. En plusieurs de ces régions, les études ont été poussées de manière très détaillée.

Ce Groupe repose partout, par une discordance marquée, sur les formations plus anciennes.—

(a) Région du Katanga proprement dit

Grâce principalement aux travaux du Comité Spécial du Katanga et de l'Union Minière du Haut Katanga, cette région est devenue la "région type" pour l'étude des terrains de ce Groupe. Cette situation est due, plus encore qu'au détail des études, au fait que la succession est ici plus complète que partout ailleurs au Congo.—

Après avoir été éparpillées sous un grand nombre de noms en des systèmes divers par les pionniers de la géologie congolaise, ces formations ont été groupées, après de longues années de travaux systématiques, en deux grands systèmes: système du Kundelungu et système Schisto-dolomitique. A la suite de travaux plus détaillés et de recherches lithologiques une subdivision légèrement différente a été adoptée par la Commission de Géologie du Ministère des Colonies. Celle présentée ci-dessous se rapproche très fort de cette dernière.—

Groupe du Katanga

III. Système du Kundelungu.—

Série du Kundelungu supérieur.

Etage supérieur.

(c) Schistes gréseux rouges.

(b) Grès et quartzites feldspathiques roses;

(a) Grès et quartzites en gros bancs et à grain fin.

(jusque 1.000 m. env.).

Etage inférieur.

(c) Schistes gréseux et calcschistes.

(b) Schistes et calcschistes avec horizon de cherts à microfossiles.

(a) Grès et quartzites feldspathiques avec niveau grossier parfois conglomératique.

(500 à 850 m. env.).

Série du Kundelungu moyen.

(e) Schistes et calcschistes.

(d) Calcaires, calcaires oolithiques et calcschistes ("des cimenteries de Lubudi").

(c) Grès, quartzites et schistes calcareux.

(b) Dolomies et calcaires ("calcaire rose").

(a) Conglomérat.

(250 à 350 m. env.).

Série du "Petit Conglomérat."

Conglomérat glaciaire (tillite) ou péri-glaciaire.

(0 à 50 m. env.)

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Série du Kundelungu inférieur.

comprenant de haut en bas:

grès, quartzites et calcaires gréseux.

schistes et calcschistes.

calcaires et dolomies ("calcaire de Kakontwe") conglomérat. (500 à 1.300 m. env.).

II. *Système du "Grand Conglomérat" et de Mwashya.*—

Série du "Grands Conglomérat."

tillite et formations périglaciaires (jusque 500 m. env.) (voir plus loin), passant graduellement à la

Série de Mwashya, comprenant de haut en bas:

schistes avec localement varves, calcschistes, grès et quartzites feldspathiques.

schistes noirs.

schistes dolomitiques gris-vert avec intercalation de tillite ("conglomérat du Mwashya") (300 à 600 m. env.).

I. *Système de Roan.*—

Série supérieure, comprenant de haut en bas:

oolithe silicifiée à *Girvanella roberti*; jaspes.

dolomies et calcaires à stromatolithes.

(plus de 200 m. jusque 600 m.).

Série inférieure.

complexe quartzito feldspathique et arkosique, conglomérat.

(jusque 600 m.).

Autres interprétations

Cette subdivision n'est pas admise par M. Robert qui range en son Système du Kundelungu toutes les subdivisions depuis le haut jusqu'au "Grand Conglomérat" inclus, et en son système schisto-dolomitique toutes les couches inférieures à ce dernier. Chacun des deux systèmes est alors subdivisé en deux séries, le système du Kundelungu comporte le Kundelungu supérieur comprenant les séries supérieures jusqu'au "Petit Conglomérat" inclus, et le Kundelungu inférieur le reste. Le système schisto-dolomitique contient de haut en bas la série de Mwashya et la série dolomitique correspondant à une partie de notre Système de Roan.—

Subdivision selon Cahen et Mortelmans (1948)		Subdivision selon M. Robert (1948)	
<u>SYSTÈME DU KUNDELUNGU</u>		<u>SYSTÈME DU KUNDELUNGU</u>	
Groupe du Katanga	<i>Série supérieure</i> — Etage supérieur	<i>Série supérieure</i> — Etage supérieur	
	Etage inférieur	Etage Moyen	
	<i>Série moyenne</i>	Etage inférieur	
	<i>Série du Petit Conglomérat</i>	(base de l'Etage inférieur)	
	<i>Série inférieure</i>	<i>Série inférieure</i>	
	<u>SYSTÈME DU GRAND CONGLOMÉRAT</u>		
	<u>ET DE MWASHYA</u>		
	<i>Série du Grand Conglomérat</i>	(base de la série inférieure)	
	<i>Série de Mwashya</i>	<u>SYSTÈME SCHISTO DOLOMITIQUE</u>	
	<u>SYSTÈME DE ROAN</u>	<i>Série de Mwashya</i>	
	<i>Série supérieure</i>	<i>Série dolomitique</i>	
	<i>Série inférieure</i>	?	

On sait actuellement que les couches du Groupe du Katanga ont, au Katanga méridional, été déposées dans une cuvette d'allure géosynclinale.—

Plissées et charriées dans la région centrale de cette cuvette où elles forment un bourrelet plissé de forme arquée, elles s'étalent en allure subhorizontale vers le Nord dans la région des 10^e, 9^e et 8^e parallèles sud.

Dans la partie centrale du bourrelet (zone du cuivre), le Système de Roan est limité en affleurement à une portion de la série supérieure. Dans la zone extérieure à cette région minière, les couches sont disposées normalement, mais dans la zone du cuivre, elles sont affectées de charriages de sorte qu'il y a incertitude quant à la position précise de la portion dénommée la "série des Mines," qui doit vraisemblablement se localiser dans la série supérieure du Système.—

Il y a peut-être une lacune entre la partie inférieure de la série supérieure observée dans les parties centrales du Katanga méridional et la portion supérieure de la base du Système, observée à la périphérie de la cuvette.—

Le système de Roan s'observe non seulement dans la cuvette géosynclinale du Katanga méridional mais encore sur les bords et au delà de celle-ci, au Marungu et au Lomami.—

Au contraire, les séries de Mwashya, du Grand Conglomérat, du Kundelungu inférieur, du Petit Conglomérat et du Kundelungu moyen sont limitées à la cuvette géosynclinale ou à ses alentours plus ou moins immédiats; à mesure qu'on s'en éloigne, toutes ces formations se terminent en biseau.—

De ces différentes séries, il semble que ce soit la série du Kundelungu inférieur qui possède l'extension la plus limitée, et les séries du Grand Conglomérat et de Mwashya, la plus étendue.—

Le Kundelungu Supérieur transgresse sur toutes les séries sous-jacentes et s'étend loin au delà de toutes les autres.—

En ce qui concerne le Katanga dans son ensemble, les formations d'extension générale sont donc le Système de Roan et la série Supérieure du Kundelungu.—

Alors que les formations carbonatées du Système de Roan renferment en abondance des calcaires construits d'origine algaire ainsi que des microorganismes divers, les couches du Kundelungu semblent exemptes de ces calcaires construits mais renferment en revanche un horizon de cherts à microfossiles divers. D'autres traces de microfossiles ont été rencontrées.

A mesure qu'on s'élève dans le Système du Kundelungu, les influences continentales se font sentir de manière croissante.—

Il existe des granites intrusifs dans le Groupe du Katanga, ils sont cependant peu exposés et observés jusqu'ici aux bords Sud et Nord de la cuvette Katangaise seulement. Par contre les venues doléritiques sont fréquentes, l'âge de bon nombre d'entr'elles est Kundelungu inférieur.—

Sans y être exclusivement liée, la minéralisation cuprifère est particulièrement caractéristique du Groupe du Katanga et plus précisément du Système de Roan. Le cuivre est accompagné notamment de cobalt et d'uranium et, à Kipushi, de plomb, de zinc et d'argent.—

Le Groupe du Katanga tout entier a été affecté par les plissements "Kundelunguiens." Cependant, dès à présent, on peut reconnaître dans ces plissements des phases successives. L'une d'elles notamment sépare le Système de Roan des Systèmes sus-jacents, ainsi qu'en témoignent l'existence d'un bombement arasé par l'action de glaciation du Grand Conglomérat, séparant le Roan du Sud de celui de la région au Nord des Monts Kundelungu.—

Le Grand Conglomérat, très généralement considéré comme glaciaire ou périglaciaire dans toute son étendue est parfois considéré par certains géologues comme une formation marine dans laquelle des glaces flottantes auraient apporté les blocs. Comme l'origine tillitique est certaine en de nombreux points du Katanga central et du Katanga méridional, cette dernière explication ne peut tout au plus avoir qu'une valeur locale.—

(b) *La région du Lomami et du Kasai.*

Dans cette région, le Groupe du Katanga est représenté par un seul système qui, nulle part jusqu'ici,

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

n'a été vu en continuité géographique avec le système correspondant du Katanga proprement dit; il n'en a pas moins été rattaché avec certitude au système du Roan, étant compris entre les mêmes limites supérieure et inférieure que ce dernier.—

Groupe du Katanga

Système de la Bushimaie (système de Roan).—

Série supérieure.

calcaires, calcaires dolomitiques, dolomies, brèches dolomitiques, calcschistes. Ces roches sont souvent partiellement silicifiées. Il y existe plusieurs niveaux de calcaires oolithiques et de calcaires construits (stromatolithes) (plus de 250 m.).

Série inférieure.

Etage de quartzites feldspathiques ou non, à grain fin de teinte claire (B 1d: 400 à 500 m. env.).

Etage de quartzites et schistes (B 1c: 400 à 500 m. env.).

Etage d'arkoses et quartzites rouges conglomératiques, conglomérats (B 1b: 500 m. env.).

Etage de quartzites et schistes rouges avec horizon à chert (B 1a: 500 à 1.500 m. env.).

La série inférieure, très développée au Katanga, à l'extrémité orientale des affleurements, l'est sensiblement moins à la Bushimaie où Polinard n'observe que 42 m. de schistes et psammites.—

Le Système de la Bushimaie est subhorizontal sur la plus grande partie de son extension actuellement connue, seuls les affleurements les plus orientaux sont plissés de façon sensible.—

Il contient des gîtes plombo-cuprifères.

(c) La région du Congo Occidental

Alors qu'entre les deux régions précédentes, les raccords s'établissent sans difficulté, il n'en va pas de même entre le Kasai-Lomami et le Congo Occidental entre lesquels existe un hiatus important.—

Limitées au Bas et au Moyen Congo, les formations constitutives du Groupe du Congo Occidental y ont été étudiées depuis longtemps; la stratigraphie du système schisto-calcaire est due à F. Delhayé et M. Sluys, celle du schisto-gréseux, à peine esquissée par ces derniers auteurs, vient de faire l'objet de travaux récents et systématiques (J. Lepersonne).—

Groupe du Congo Occidental

Système de l'Inkisi.—

Etage supérieur:

schistes, schistes gréseux zonaires, quartzites feldspathiques à grain fin et à grain moyen, arkoses quartzitiques grossières à galets de quartz et de feldspath, psammites arkosiques: toutes roches souvent micacées de teinte rouge brique, rouge sang ou rouge violacé, avec parfois traînées verdâtres (I 2: plus de 400 m.).

Etage inférieur:

arkoses quartzitiques grossières, mal stratifiées, à stratifications entrecroisées, à galets de quartz et quartzite blancs disséminés ou en lentilles, plus rarement en lits continus.—

Teinte lie-de-vin ou rouge brun. A la base, niveaux de poudingues (I 1: 300 à 400 m.).

Discordance.

Système de la Mpioka.

Etage supérieur:

niveau de schistes, schistes gréseux, schistes calcaireux rouges, avec intercalations de quartzites feldspathiques à grain fin.

niveau de schistes parfois calcaireux gris vert avec quartzites feldspathiques à grain fin, gris vert (P 3: env. 300 m.).

Etage moyen:

niveau des quartzites supérieurs: quartzites feldspathiques, à grain fin, en bancs massifs mal stratifiés, à stratifications entrecroisées, souvent zonaires, souvent micacés; rares intercalations schisteuses (P 2: env. 250 m.).—

Etage inférieur:

niveau des schistes moyens: schistes finement stratifiés, souvent micacés, schistes gréseux, à fines paillettes de mica; intercalations de quartzites feldspathiques micacés gris à grain assez fin, et de schistes verts; lentilles ou niveaux conglomératiques et bréchiformes à éléments de schistes et de calcaires.—

niveau des quartzites inférieurs: quartzites feldspathiques micacés gris à grain moyen, non stratifiés.

niveau des schistes inférieurs: schistes finement stratifiés, souvent micacés, schistes gréseux finement micacés, en gros bancs; teinte rouge. Intercalations de schistes verts, de lentilles de grès gris à ciment calcaireux, de niveaux conglomératiques (P 1: env. 420 m.).—

niveau du Conglomérat du Bangu et du Niari: alternance de schistes rouges ou verts et de conglomérats à éléments roulés ou subanguleux de calcaires et de cherts (P 0: env. 25 m.).

Discordance.

*Système schisto-calcaire.**Etage supérieur:*

niveau du Bangu: calcaires magnésiens et dolomies plus ou moins chargés de matières hydrocarburées; schistes dolomitiques; calcaires construits (algues, etc. . .); vers le sommet, calcaires oolithiques; à la partie inférieure, niveaux de cherts pseudo-oolithiques (C 5: env. 330 m.).—

Etage moyen:

niveau de la Lukunga: calcaires plus ou moins argileux, calcaires oolithiques (notamment oolithe de Kisantu à microfossiles); calcaires construits algaires, nombreux cherts en couches et en rognons; schistes, parfois calcaireux; psammites calcaireux; macignos (C 4: env. 300 m.).

Etage inférieur:

niveau de la Luanza: calcaires construits (algues), oolithiques et bréchoides en bancs massifs (C 3: 100 m. env.);

niveau de Bulu: alternances répétées de calcaires argileux en bancs minces, de schistes, de schistes calcaireux, de grès calcaireux (C 2: env. 350 m.).

niveau des dolomies grises et roses (C 1: 11 m.).

Lacune.

Tillite du Bas Congo.—

conglomérat glaciaire; formations périglaciaires: schistes à varves et à blocaux, quartzites subordonnés (1 à 300 m.).—

Les couches du Système schisto-calcaire, plissées à leurs affleurements les plus occidentaux, deviennent progressivement subhorizontales vers l'Est. Les couches des Systèmes de l'Inkisi et de la Pioka sont largement ondulées. Tout l'ensemble du Groupe est affecté de failles importantes.—

Le Système de l'Inkisi, qui, au Bangu, repose sur le système de la Mpioka est observé plus à l'Est reposant directement sur le schisto-calcaire par l'intermédiaire d'un conglomérat de base.—

La Tillite, passe vers l'Ouest, et en particulier vers le N.O., à des formations périglaciaires.—

Une minéralisation cuprifère et accessoirement plombo-zincifère affecte les couches du Groupe du Congo Occidental.—

(d) La région de l'Ubangi

L'existence du Groupe de la Lindi, couvrant de vastes régions dans l'Ubangi, est une découverte récente due à B. Aderca.—

Auparavant, ces formations avaient été confondues avec les couches du Lualaba du Système du Karroo. Seules les grandes lignes de la stratigraphie sont connues à l'heure actuelle; mais ces couches, dont la description reste encore à faire, se raccordent géographiquement à celles de la région de l'Ituri étudiées par M. Sluys (voir § e.).

*Groupe de la Lindi (faciès Ubangi).**Système supérieur.*

Ensemble de roches quartzitiques.—

Système inférieur.

schistes, calcschistes, calcaires, calcaires oolithiques ordinairement silicifiés (Stromatolithes).

Il n'existe aucun raccord géographique, par l'intérieur du Congo Belge, entre le Groupe de la Lindi (faciès Ubangi) et le Groupe du Congo Occidental. Par contre, sur le territoire de l'Afrique Equatoriale Française, il existe plusieurs plages de composition identique pouvant servir de relais entre ces deux groupes de formations; leur étude est cependant peu poussée à l'heure actuelle.—

(e) La région de l'Ituri

Cette région a fait l'objet de travaux de M. Sluys qui a revu et complété les travaux de certains de ses devanciers et a établi une stratigraphie extrêmement détaillée pour le

*Groupe de la Lindi.**Système gréseux.**Série supérieure.*

grès, quartzites de textures variées, mais plus généralement grossiers et feldspathiques, en bancs épais de teintes rouges dominantes, à intercalations de schistes généralement rouges, souvent micacés; vers la base horizons minces de schistes bleus fissiles (G 1: 200 m. à 500 m. env.).

Il y a passage graduel à la série inférieure.—

Série inférieure.

alternances répétées de grès et de quartzites rouges ou bruns, de conglomérats et de schistes. De puissants bancs de quartzites blancs ou rosés sont fréquents.

Les bancs conglomératiques sont lenticulaires, ils sont partiellement ou totalement bréchiformes. Localement bancs calcarifères (Go: 0 à plus de 600 m. env.).

Discordance.

Système conglomératique.

Tillite de la basse Lenda, et conglomérat fluviatile des Grottes d'Opienge [Tillite (T) observée sur maximum 50 m. Conglomérat fluviatile (c.t.) sur 8 m.].

*Système calcaire.**Série supérieure ou série de Wanie Rukula.**Etage supérieur.*

calcaires rouges ou gris, à texture oolithique, à intercalations de calcaire argileux. Passe insensiblement à l'étage inférieur (C_6^2 : 250 à 300 m. env.).

Etage inférieur.

Dolomies argilo gréseuses micacées, calcaires cristallins, calcaires dolomitiques schisteux à silicification diffuse (C_6^1 : 150 à 200 m. env.).

Cette série supérieure est transgressive par rapport à la série inférieure.—

*Série inférieure.**Etage des dolomies de l'Edaye.*

dolomies cristallines en bancs épais, à straticules minces de 1 à 5 mm., soudées, rigoureusement planes, de teintes rose, jaune, gris-perle; vers le haut, rougeâtre et brune; passant insensiblement à des schistes calcaireux pourpres. Contact net avec l'étage sous-jacent (C_5 : 30 à 40 m.).

Etage des couches de l'Asoso.

psammites et grès verts ou rougeâtres, grès quartzites, schistes phylladeux, schistes noduleux, onctueux, marnes bariolées à lits de cherts. Passage par transitions ménagées à l'étage sous-jacent (C_4 : 50 m. env.).

Etage des calcaires et dolomies de la Lenda.

calcaires argileux, calcaires et dolomies à textures très variées, à bancs à stromatolithes envasés par des bancs calcaires souvent fétides. Traînées oolithiques. Passage graduel à l'étage sous-jacent (C_3 : de 50 à 75 m.).

Etage des calcaires entièrement silicifiés.

calcaires entièrement silicifiés à oolithes fréquentes. Passage par transitions ménagées à l'étage sous-jacent (C_2 : de 30 à 50 m.).

Etage des grès blancs et arkoses conglomératiques de Penge sur Ituri.—

Les conglomérats se présentent en lentilles minces (1 m. max.), ils sont bréchiformes (C_1 : jusque 50 m.).

Dans le secteur Nord Occidental, en aval de Panga, le système calcaire est réduit à moins de 40 m. de puissance et sa composition est modifiée.—

En dehors de la région de l'Ituri proprement dit il existe de nombreuses plages sédimentaires à roches carbonatées dont le classement dans l'échelle stratigraphique du Groupe à la Lindi ne peut se faire actuellement (Niangara—Poko—l'Itimbiri) bien qu'elles doivent appartenir à ce groupe.—

En outre, les couches du Mt. Homa, de la Loyo, etc. . . ne peuvent pas encore être rapportées avec certitude au Groupe de la Lindi.—

Généralement subhorizontales ou à peine ondulées, les couches du Groupe de la Lindi sont aux environs du fleuve Congo affectées d'accidents importants.—

En direction du S.E., des témoins des formations calcaires et surtout gréseuses s'égrènent vers le Maniema et forment ainsi des relais entre la région de l'Ituri et la suivante.—

(f) La région du Maniema, du Kivu et du Ruanda Urundi

Un récent travail de A. Wéry énumère ces témoins qui, à travers le Maniema, relie les Groupes de la Lindi et du Katanga.

En dehors de ceux-ci, qui sont d'ailleurs classés suivant la région dans le Groupe de la Lindi ou le Groupe du Katanga, on rencontre, dans le Sud de l'Urundi, une formation désignée sous le nom de Groupe de la Malagarazi.—

Les seules études y relatives sont dues à F. Delhay et A. Salée.—

*Groupe de la Malagarazi**Système de la Matetema.*

grès grossiers feldspathiques, avec éléments de conglomérat.

*Système de la Lumpungu.**Etage (ou Série) supérieur:*

calcaire à cherts, en partie dolomitique, calcaires construits à stromatolithes, schistes argileux verdâtres, phtanites, grès.

Etage (ou Série) inférieur:

grès feldspathiques et psammites.

Le Groupe de la Malagarazi n'est que le nom donné au Congo Belge au puissant ensemble dénommé Tanganyika System (ou Bukoban) au Tanganyika et dont la partie supérieure est connue sous le nom de Singo Series en Uganda.—

En Urundi, le Système de la Matetema est représenté par de petits plaquages de conglomérats constituant des témoins d'un système qui ne semble pas avoir été signalé dans les colonies voisines.—

Vue d'ensemble

Les terrains constituant le Groupe du Katanga affleurent de façon continue depuis le Katanga méridional jusqu'en Urundi méridional et il ne peut donc y avoir de doute que le Groupe de la Malagarazi est, en grand, l'équivalent du premier.—

Entre l'Urundi et l'Ituri, on dispose de nombreux relais, qui montrent que la région du Maniema a dû être recouverte de terrains semblables.—

Entre le Groupe et la Lindi de l'Ituri et celui de l'Ubangi, il y a continuité géographique, et entre ce dernier et le Groupe du Congo Occidental existent, en territoire de l'Afrique Equatoriale Française, des plages analogues formant relais.—

Enfin, les relations entre le Groupe de Katanga au Katanga proprement dit et au Lomami-Kasai ont été exposée ci-avant.—

On voit donc qu'entre plusieurs des régions envisagées il y a continuité géographique et que, même entre les régions relativement éloignées, le raccord se fait aisément au moyen de témoins disposés en relais.

Aussi n'y a-t-il plus guère discussion à ce sujet et peut-on tenir pour certain que Groupes du Katanga, du Congo Occidental, de la Lindi et de la Malagarazi ne sont que des faciès régionaux d'une seule et même formation. Les discussions sont par contre toujours vives lorsqu'il s'agit d'entrer dans des corrélations plus détaillées.—

Le nom de Groupe du Katanga a été proposé de longue date pour désigner l'ensemble de ces formations.—

Ressources minérales

Ces formations sont caractérisées par une minéralisation cuprifère.—

L'association cuivre-cobalt est caractéristique pour la plupart des mines Katangaises, l'uranium y est fréquemment associé. A Shinkolobwe (Katanga) se trouve l'association uranium—cuivre—cobalt—nickel—molybdène—or—platine; à Ruwe, l'association cuivre—cobalt—vanadium—or—platine; Kipushi présente cuivre—plomb—zinc—argent; Kengere est un gisement de plomb, zinc et argent. Des gîtes sédimentaires de cuivre, peu importants, existent dans le Katanga central et septentrional.—

Hors du Katanga proprement dit, des gîtes cuprifères sont également connus, dans le Système de la Bushimaie (cuivre—plomb ou un de ces métaux seulement) et dans le Groupe du Congo Occidental notamment.—

Aucune théorie entièrement satisfaisante n'a été publiée au sujet de la minéralisation katangaise; pour les uns, elle est entièrement due aux intrusions granitiques alors que pour d'autres il pourrait s'agir en partie de minerais d'origine sédimentaire concentrés sous l'influence de phénomènes magmatiques.—

IV. LE SYSTÈME DU KARROO

Le Système du Karroo est fossilifère, nous pouvons donc abandonner les descriptions régionales et nous baser sur la paléontologie pour établir les corrélations à distance. De nombreux travaux ont été consacrés au Karroo (ancien Lualaba—Lubilash). Il en est résulté l'abandon de l'ancienne conception faisant du Lualaba un faciès argileux oriental d'un Lubilash gréseux et occidental, au profit de la conception d'un Lualaba sous-jacent au Lubilash. La partie inférieure de ce dernier d'âge Karroo est actuellement dénommée série du Kwango; la partie supérieure est rangée dans le Système Kalahari.—

Système du Karroo

Série du Kwango.

Etage supérieur.

grès tendres rouge-brique, parfois jaunes ou blancs (100 m. env.).

Etage inférieur, comportant de haut en bas:

argilites rouges avec zones gréseuses verdâtres (1 à 3 m.).

Estheria mangaliensis var. *angolensis*; *Cypris* sp.; poissons.

grès tendres rouge-brique, avec horizons conglomératiques, niveaux d'argilite rouge et grès durs (300 m. env.).

Série du Lualaba.

Etage supérieur ou de la Loïa.

grès tendres gris, gris-vert, parfois roses ou bigarrés, avec quelques intercalations de schistes ou d'argilites.

cf. *Parapachites* sp. ind., *Ilyocypris* sp. div.,

Brachocythere? *basokoensis*, peut-être aussi *Candona?* sp. et *Estheria minuta* var. *brodiei*.

Etage inférieur ou de Stanleyville.

grès et argilites bariolées ou vertes, bancs calcaires. Intercalations de couches bitumineuses.

Peltopleurus maeseni, *Pholidophorus corneti*, *Lepidotus congolensis*, *Colobodus* sp., *Estheriella*

lualabensis, *Estheria* nov. sp., *Darwinula globosa* var. *stricta*, *Metacypris* sp. div., *Cypris* sp. (jusque 150 m.).

Série de la Lukuga.

Etage supérieur.

assise de transition: grès psammites, schistes—schistes à blocaux, avec minces lits charbonneux. Localement schistes calcarifères (40 m.).

assise à couches de houille: schistes et schistes à blocaux, psammites, grès et grès grossiers; couches et veinettes de houille.

Glossopteris indica, *Glossopteris browniana*, *Phyllothea australis*, *Noeggerathiopsis* (*Cordaites*) (jusque 125 m.).

Etage inférieur.

assise des schistes noirs: psammites et schistes noirs, schistes gris, schistes noirs à blocaux.

assise de la Niemba: tillite avec schistes et grès souvent rouges, conglomérats fluvio glaciaires, grès feldspathiques—

Gangamopteris cyclopteroides, *Cyclodendron lesliei*, *Cyclodendron mathieui*, *Noeggerathiopsis* (*Cordaites*) *hislopi* (250 à 300 m.).

L'âge de ce système s'étend du Permien, et peut-être du Carbonifère supérieur, jusqu'au Rhétien. La série du Kwango (ancien Lubilash pars) correspond en tout ou partie à la série de Stormberg, et celle du Lualaba, en tout ou partie à celle de Beaufort. La série de la Lukuga correspond à tout ou partie de la série d'Ecça, et peut-être aux couches de la Dwyka.—

Le Karroo du Congo Belge se présente tout entier sous un faciès continental.—

Généralement subhorizontales, les formations du Karroo peuvent localement être ondulées et faillées. Certaines des failles sont certainement d'âge Karroo. On a décrit récemment, du Luapula, des basaltes d'âge post-permien qui paraissent identiques à ceux qui, aux Victoria Falls et en Afrique du Sud, couronnent la série de Stormberg.—

Ressources minérales

La houille est, avec les schistes bitumineux, la seule richesse minérale liée génétiquement au Système du Karroo.—

Certains conglomérats appartenant à ce système constituent des gîtes secondaires de diamants. Certains gîtes primaires de cette substance sont, comme en Afrique du Sud et au Tanganyika Territory, constitués par des cheminées de Kimberlite.—

V. LE SYSTÈME DU KALAHARI ET LES TERRAINS CONTINENTAUX POST-KALAHARI

L'ancien étage du Lubilash du Système du Lualaba-Lubilash, comprenait, entre autres, outre la Série du Kwango dont il vient d'être question, un ensemble de roches qui sont aujourd'hui rangées dans le Système du Kalahari.—

L'âge rhétien a été donné à des fossiles situés dans l'étage inférieur de la Série du Kwango. L'étage supérieur de cette série est sans doute tant soit peu plus récent.—

Les couches du Karroo sont limitées vers le haut par une pénéplanation importante qu'on s'accorde à dater du Jurassique supérieur.—

Les dépôts compris entre cette pénéplaine et séparés du Karroo par une importante lacune, et une autre pénéplaine d'âge fin tertiaire, ont, au Congo Belge, été groupés sous le nom de *Système du Kalahari*.

Dans les régions (Congo occidental surtout) où les couches du Kalahari sont développées et continues, la distinction entre le Kalahari et le Karroo est assez aisée, à la fois par suite de différences lithologiques, par l'existence d'un conglomérat à la base du Kalahari et par l'existence de fossiles caractéristiques.—

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

La limite supérieure du Kalahari est plus délicate à suivre sur le terrain car il est malaisé de faire la distinction entre le Kalahari supérieur et ses produits de remaniement qui en sont exclus. Le meilleur critère est la présence dans ces derniers de pierres taillées; l'étude géomorphologique aide également à faire cette distinction.—

La succession établie est la suivante:

Système du Kalahari

Série supérieure.

sables de teinte ocre.

à la base, cuirasse limonitique, localement gravier (jusque 120 m.).

Série moyenne.

“grès polymorphes” (calcaires et grès silicifiés), grès tendres—*Cypris farnhami*, *Cypris lerichei*, *Physa parmentieri*, *Pyrgophysa cayeni*, *Planorbis fontainasi*, *Chara salei*, *Chara rauwi*.

A la base fréquemment conglomérat, parfois avec cailloux éolisés (de 60 à 80 m.).

Série inférieure.

grès tendres de teinte claire, sables rouges et graviers (quelques mètres à quelques dizaines de mètres).—

Le système du Kalahari est une série compréhensive s'étendant au moins du Crétacé inférieur au Pliocène moyen.—

Chacune des séries repose sur une pénéplaine: pénéplaine miocène entre séries supérieure et moyenne, pénéplaine crétacée entre séries moyenne et inférieure, pénéplaine jurassique érodée à la base de la série inférieure.—

Cette dernière série, d'extension plus localisée que les deux autres, se présente souvent comme comblant des chenaux creusés dans la pénéplaine jurassique. Un os de pterodactyle, proche du genre *Ornithoceirus* et d'âge crétacé non découvert en place, pourrait être dérivé de cette formation.—

La série moyenne déborde largement sur la série inférieure pour à son tour être débordée par la série supérieure.—

Comme le Système du Karroo, celui du Kalahari est une formation continentale. Il n'a pas subi de plissements mais est déformé par de larges ondulations épirogéniques ainsi que par des failles de type radial.

Ressources minérales

Des conglomérats, probablement kalahariens, constituent des gîtes secondaires de diamants.—

L'étude des formations récentes, post pliocène supérieur ne fait encore que commencer. Aussi, à côté de formations rencontrées dans tout le Congo, telles que alluvions récentes et anciennes, éluvions, dépôts superficiels de plateaux, travertins, certains latérites et latéritoïdes, dépôts des cavernes et brèches ossifères, a-t-on dû définir régionalement certains ensembles dont les principaux sont:

(a) *Dans la cuvette centrale* (travaux de F. Delhaye et G. Borgniez).

Couches de la Busira, principalement dépôts lacustres et dépôts fluviaux, en partie dépôts de terrasses.—

Couches de la Salonga.—sables et graviers d'origine probablement lacustre (Pleistocène ancien ?) (jusque 120 m.).

Couches de Lodja.—sables, grès, graviers, d'origine probablement fluviale.

(b) *Dans l'Est du Congo.*

Dépôts du fossé tectonique Est-Africain (travaux de J. Lepersonne).

Série de la Semliki: graviers, sables et argiles—grès tendres à ciment limonitique—(plus de 100 m.) (Pleistocène sup.).

Série de Kairo. (c). sables et grès tendres avec rares niveaux argileux, limonites gréseuses; rares fossiles (40 m.).

(b) argiles gris foncé, lentilles limonitiques fossilifères (125 à 200 m.).

(a) sables grossiers grès et conglomérats (30 à 40 m.) (Pleistocène moyen et inférieur).

Formation de base latéritique.

La série de Kaiso, fluvio-lacustre, contient de nombreux fossiles parmi lesquels, au Congo Belge, ont été signalés jusqu'ici:

Viviparus alberti et *Melania* (*Platymelania*) *brevissima*.—

— On signalera encore les

Couches de Panzi (Kivu) grès tendres, sables et graviers du Pleistocène moyen (observations N. Boutakoff).—

(c) *Au Katanga*.—

Dépôts de la Kampemba (Kundelungu).

calcaires et marnes lacustres, généralement silicifiés *Physopsis africana*, *Limnaea* sp., *Chara* sp. grès à tubulations. Pleistocène ancien (65 m. env.).

Sables et graviers de Kasenga (travaux de A. Jamotte). Pleistocène moyen (30 m. env.).

Il s'agit de formations continentales. L'âge de nombre d'entre-elles a été déterminé de façon plus ou moins précise par l'étude des matériaux préhistoriques qu'elles renferment (travaux de G. Mortelmans, etc. . .).—

Ressources minérales

Des traces d'hydrocarbures sont connues dans les couches de Kaiso.—

VI. LES TERRAINS DE LA ZONE LITTORALE

En surface, dans la région littorale on rencontre les formations suivantes:

A la côte: sables parfois micacés à faune d'estuaire.

Pachymelania byronensis, *Galateia congica*.

sables argileux à faune marine. A la base gravier parfois cimenté, avec troncs d'arbres silicifiés (Pliocène sup.). (30 m. env.).

Puis successivement vers l'intérieur:

Série des cirques.—grès tendres, argiles et sables bariolés avec niveaux conglomératiques et niveaux ferrugineux. (Plio-pleistocène) (60-80 m. env.).

Série des sables jaunes comprenant de haut en bas

(c) sables blancs gris: 5-10 m.

(b) sables jaunes: 60-65 m.

(a) cuirasse limonitique, ou gravier plus ou moins cimenté par de la limonite (2 m. env.).

Cette série présente de grandes similitudes avec le Kalahari supérieur; en outre, comme lui, elle repose sur une pénéplaine d'âge mi-tertiaire.

*Formations marines cénozoïques.**

Miocène. *Couches de Malembe*, grès grossiers calcarifères.

Hemipristis serra, *Aetobatis arcuatus*, *Plicatula malembaensis*.

Eocène. *Couches de Sassa Zao*.—calcaires blanchâtres, parfois silicifiés, avec couches poudingoides, surtout à la base.

Cylindracanthus rectus, *Aetobatis irregularis*, *Myliobatis toliapicus*.

Paléocène. *Couches de Landana*.—argiles calcareuses ou sableuses, avec intercalations de grès calcareux.

Congosaurus bequaerti, *Bantuchelys congolensis*, *Lamna appendiculata*, *Odontaspis substriata*, *Ginglymostoma africanum*, *Hypolophites mayombensis*, *Cimomia landanensis*, *Hercoglossa didenichi*, *Rostellaria afra*.

* Ces terrains sont abondamment fossilifères; nos listes de fossiles ne sont pas complètes, d'ailleurs nombre de groupes sont à l'étude.

*Formations marines mésozoïques.***Crétacé supérieur.—*

calcaires blanchâtres, renfermant des lits de silex et reposant sur un poudingue de base.—sont représentés, le Maestrichtien, le Sénonien, et le Turonien(?).—

Corax pristodontus, *Corax kaupi*, *Scapanorhynchus raphiòdon*, *Plicatula ferryi*, *Alectryona semi-plana*.

*Formations mésozoïques continentales.**Crétacé inférieur ou jurassique.*

“grès sublittoraux” ou couches de Boma: arkoses et conglomérats, grès argileux, argilites plus ou moins calcareuses. (*Pagiophyllum* sp.)

Il y a une discordance de stratification entre les couches du Crétacé inférieur ou Jurassique et les formations marines sous-jacentes. Celles-ci pendent de quelques degrés vers l'Ouest.—

Ressources minérales

Des imprégnations bitumineuses sont connues dans plusieurs des couches de la région littorale; des phosphates y existent également.—

VII. LE FOSSÉ TECTONIQUE CENTRE AFRICAIN ET LES ÉPANCHEMENTS VOLCANIQUES

La partie Est de la Colonie est sillonnée par un réseau de failles radiales qui appartiennent au grand fossé tectonique centre africain ou en sont des accidents connexes.—

Le fossé des grands lacs (Western Rift Valley), pendant de la “Great Rift Valley” des auteurs britanniques, s'étend du lac Albert, d'où il se prolonge vers le Nord Est en Uganda et en Abyssinie, au lac Tanganyika d'où il se prolonge vers le Sud Est en direction des lacs Rukwa et Nyassa et comporte une annexe sud-occidentale: le Graben de l'Upemba. (Lualaba).—

Il a une forme légèrement arquée qui serait due à un réseau de failles de directions Nord Est—Sud Ouest et Nord Ouest—Sud Est.—

A l'Ouest du grand fossé tectonique existe, au Congo, tout un réseau de grandes failles limitant des horst et des graben qui s'étendent de la région de Kilo au Nord au lac Upemba et à la Lufira au Sud.

L'ampleur de ces accidents a profondément marqué la physionomie de l'Est congolais ainsi bien en ce qui concerne le relief où alternent de hautes montagnes, des plateaux élevés et des fossés à fond plat et parois raides souvent occupés par des lacs, qu'en ce qui concerne le réseau hydrographique qui présente, au Ruanda Urundi, des traces d'une inversion très récente.—

Plusieurs théories ont été avancées concernant l'origine des “Rift Valleys.” Elles doivent rendre compte notamment de la formation d'un bourrelet montagneux élevé (Ruwenzori 5.150 m.) de part et d'autre du fossé des grands lacs.—

Il est difficile, en l'absence de formations fossilifères autres que les dépôts lacustres qui tapissent le fond de certains graben, de dater avec précision les accidents tectoniques. On estime généralement que la phase paroxysmale s'étend, au Congo Belge, du milieu du Tertiaire au Pléistocène ancien, avec mouvements précurseurs parfois très anciens et mouvements posthumes se prolongeant jusqu'à nos jours.—

Des manifestations volcaniques ont accompagné la formation de ces grands accidents. Leur centre maximum d'activité se trouve, au Congo Belge, dans la région du lac Kivu. Il y existe des volcans en activité, de nombreux volcans éteints, de vastes plaines de laves récentes et des nappes de basalte très étendues dont les plus anciennes datent vraisemblablement du début du Tertiaire.—

Laves et roches volcaniques appartiennent, à quelques très rares exceptions, près au groupe des roches basiques; parmi elles les basaltes sont largement prédominants. En outre de nombreuses sources thermominérales parsèment la région.—

* Ces terrains sont abondamment fossilifères; nos listes de fossiles ne sont pas complètes, d'ailleurs nombre de groupes sont à l'étude.

VIII. CONCLUSIONS

Résumée à ses grands traits la succession stratigraphique du Congo, en dehors de la zone littorale, peut être schématisée comme suit:

Épaisseur moyenne	Formation	Age
Plus de 200 m.	VI. Formations récentes:	Pliocènes sup. à Holocène
plus de 200 m.	V. Système du Kalahari:	Crétacé inf. à Pliocène moyen
environ 1.000 m.	IV. Système du Karroo:	Carbonifère sup. ? à Jurassique inférieur
usque 6.500 m.	III. Groupe du Katanga:	Algonkien sup. ? à Carbonifère inférieur?
plus de 10.000 m.	II. Groupe des Kibara: ou Karagwe-Ankole:	Algonkien
	I. Complexe indifférencié	dont une partie est antérieure au groupe des Kibara. (Systèmes prè Algonkiens)

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Déjà la partie supérieure du Groupe du Katanga montre des influences continentales prédominantes, celles-ci s'implantent fermement au sommet de ce groupe pour perdurer à travers les subdivisions IV, V et VI.—

Il ne semble donc pas que l'intérieur du continent africain aît connu d'invasion marine depuis une époque voisine de la fin du Dévonien.

D'autre part les derniers plissements importants se sont manifestés vers la fin du dépôt du Groupe du Katanga. Par la suite, de nombreux accidents épirogéniques affectent les subdivisions IV, V et VI mais il n'y a plus eu de mouvements orogéniques importants.—

Une remarquable fixité est donc l'apanage du centre africain depuis la fin du Paléozoïque.—

RÉFÉRENCES

Bibliographie générale.

CORNET, J. 1916. Bibliographie géologique du Bassin du Congo. *Ann. Soc. Géol. Belg., Pub. Rel. Congo Belge.*

HEYSE, TH. 1946. Bibliographie du Congo Belge et du Ruanda Urundi, 1939-45. Géologie et Mines. *Cahiers belges et congolais*, no. 4. Bruxelles.

JAMOTTE, A. 1937. Bibliographie géologique de l'Afrique centrale (Congo-Belge). *Assoc. Serv. Géol. Afric.*, Paris, Liège.

————— In press. Bibliographie géologique de l'Afrique centrale (Congo-Belge). (suite). *Assoc. Serv. Géol. Afric. Bibliographie sélectionnée.*

Légende générale de la carte géologique du Congo Belge. Commission de géologie du Ministère des Colonies (édition nouvelle en voie d'élaboration).

Groupe des Kibara et terrains plus anciens.

CAHEN, L., et MORTELMANS, G. 1946. Acquisitions nouvelles concernant la Géologie du Katanga central après les travaux de la mission 1937-39 et 1940-41. *Serv. Géogr. et Géol. du Com. Spéc. Kat. et Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, 2, fasc. 1, pp. 3-72.

MORTELMANS, G. 1947. *Thèse* (inédite).

Groupe des Monts de Cristal.

CAHEN, L. 1948. Les formations anciennes, antérieures à la Tillite du Bas Congo. (Groupe des Monts de Cristal.) *Bull. Soc. Belg. Géol. Paléont. et Hydrol.*, 57, fasc. 1, pp. 77-147.

Groupe de la Liki-Bembe et terrains plus anciens.

ADERCA, B. 1950. Étude pétrographique et carte géologique du District du Congo Ubangi (Congo Belge). *Mém. Inst. Roy. Col. Belge*. T. 18, f.4.

Groupe du Katanga (Katanga proprement dit).

CAHEN, L., et MORTELMANS, G. 1947. Le système de la Bushimaie au Katanga. *Bull. Soc. Belg. Géol. Paléont. et Hydrol.*, 56, fasc. 1-2, pp. 216-253.

————— 1948. Le Groupe du Katanga. Évolution des idées et essai de subdivision. *Bull. Soc. Belg. Géol. Paléont. et Hydrol.*, 57, fasc. 2.

POLINARD, E. 1924-28. Constitution géologique des régions de la Bushimaie et de la Lubi. *Ann. Soc. Géol. Belg., Pub. Rel. Congo Belge*, 48, pp. 42-123.

ROBERT, M. 1940. Contribution à la géologie du Katanga. Le système du Kundelungu et le système schistodolomitique. *Mém. Inst. Roy. Col. Belge*, 4^o, 6.

Groupe du Congo Occidental.

DELHAYE, F., et SLUYS, M. 1923-24. Esquisse géologique du Congo occidental. Étude du Système schisto-calcaire. *Ann. Soc. Géol. Belg., Pub. Rel. Congo Belge*, 47, pp. C.45-191.

LEPERSONNE, J. 1948. Note sur la stratigraphie du schisto-gréseux du Congo Occidental. *Bull. Soc. Belg. Géol. Paléont. et Hydrol.*, 57, fasc. 2.

Groupe de la Lindi (Ubangi).

ADERCA, B. (voir ci-dessus).

SLUYS, M. 1945. La Géologie de l'Ituri. Le Groupe de la Lindi. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, 1, pp. 95-182.

Système du Karroo et du Kalahari.

CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J., et MORTELMANS, G. 1946. État actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des Systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo Belge. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi* 2, fasc. 2, pp. 237-290.

CAHEN, L., 1948. Sur la stratigraphie de la série du Lualaba le long du Lomami d'après les travaux de J. Dubois (1926). *Bull. Soc. Belg. Géol. Paléont. et Hydrol.*, 57, fasc. 2.

Terrains post Kalahari.

DELHAYE, F., et BORGNEZ, G. 1948. Contribution à la connaissance de la géographie et de la géologie de la région de la Lukenie et de la Tshuapa supérieures (Congo Belge). *Ann. Mus. Congo Belg. in 8° Sci. Géol.*, 3.

LEPERSONNE, J. 1949. La Géologie du fossé tectonique. Lac Albert—Semliki—Lac Edouard. *Soc. Géol. Belg.*, Liège. Mem. fasc. 1, 1948.

MORTELMANS, G. 1947. Préhistoire et Quaternaire du Sud du bassin du Congo. *La géologie des terrains récents dans l'Ouest de l'Europe*. Bruxelles.

Zone littorale.

DARTEVELLE, E. 1934. Note préliminaire sur la géologie de la région côtière du Congo. *Bull. Acad. Roy. Belg., Classe Sci.*, 5e sér., 20, 3.

_____ et CASIER, E. 1943. Les poissons fossiles du Bas Congo et des régions voisines. *Ann. Mus. Congo Belge*, A, 3, 2, fasc. 1, pp. 1-200.

NOTE AJOUTÉE EN JANVIER 1951

Entre août 1948 et janvier 1951 quelques données nouvelles modifient ou complètent l'état des connaissances tel qu'il est présenté ci-dessus.

Bas Congo.—L'étage de la Bembezi a été séparé du système du Haut Shiloango pour constituer, avec des schistes de position précédemment mal définie, le système de la Sansikwa discordant sous le système du Haut Shiloango et en nette discordance sur le système du Mayumbe.

Une tillite a été découverte; associée à des laves elle est intercalée entre les systèmes du Haut Shiloango et de la Sansikwa.

Une nouvelle série, la série de la Mfidi, a été observée dans le sud-est du Bas Congo entre le système de la Mpioka et le système schisto-calcaire. Il en est résulté le retour à la notion d'un système schisto-gréseux qui comporte désormais de haut en bas les trois séries de l'Inkisi, de la Mpioka et de la Mfidi.

Maniema, Kivu, Ruanda Urundi.—Il a pu être montré que le groupe de l'Urundi et de la Ruzizi doit être scindée en deux groupes superposés séparés par une discordance, le groupe de l'Urundi reposant sur le groupe de la Ruzizi.

Région du N.E.—Il est actuellement probable qu'une partie au moins du groupe du Kibali est l'équivalent du groupe du Mont Stanley et est antérieure au groupe de l'Urundi et postérieure au groupe de la Ruzizi.

NOTES ON THE STRATIGRAPHY AND TECTONICS OF PORTUGUESE GUINEA

By J. CARRINGTON DA COSTA

Portugal

ABSTRACT

Recent studies have made new and interesting contributions to our knowledge of the stratigraphy and tectonics of Portuguese Guinea.

New formations of the fossiliferous marine Devonian and of the Carboniferous have been discovered. The study of these formations—which have not yet been described in neighbouring regions—contributes greatly to the solution of several tectonic problems of the area.

The most intense tectonic activity was undoubtedly Huronian. It seems that Hercynian movements had no large influence. Palaeo-Alpine movements of the Laramide phase were very pronounced.

ALTHOUGH the results of the Geological Mission which surveyed Portuguese Guinea in the course of the year 1947 are not yet fully worked out, some new ideas which afford us a better understanding of its stratigraphy and tectonics have already come to light. They are therefore of interest in relation to the whole region of Western Africa of which our Colony forms a part.

The frontiers of Portuguese Guinea are purely political. The country has three fundamental geological and morphological units which extend to the adjoining regions. They are:—

1. *The old massif*.—This covers the area to the east of a slightly sinuous line running from a third of the distance between the river Geba and the village of Pirada to the Tombali inlet. It is there that the oldest rocks, Pre-Cambrian and Palaeozoic, are found. It is a hilly area, but the highest summits, in the region corresponding to the branches of the Fouta-Djallon, scarcely rise to 300 metres.

2. *The subsidence basin*.—To the west of the boundary mentioned above there spread younger rocks of Cenozoic age, forming a part of the great subsidence basin of the Senegal. We think that the Mesozoic may possibly be present at depth (just as at Dakar, where Upper Cretaceous rocks are known), but this has not yet been proved.

3. *The insular region* (particularly that of the Bijagós Archipelago). This is occupied by outcrops of recent formations, belonging to the Anthropozoic. At depth it almost certainly forms a part of the subsidence basin, and includes Cenozoic strata.

Throughout the whole territory stratigraphical work tends to be hindered by vegetation, and by the occurrence of Anthropozoic sediments—some of them due to activities still in progress. Lateritization and ferrugination produce additional difficulties.

The Pre-Cambrian group covers a substantial area. The schistose Archaean, traversed by veins of quartz of hydrothermal origin, is mainly confined to the drainage basin of the Bidigore; it is a prolongation of the Birrimian formations which, coming down from the north, border the large subsidence basin of the Senegal. The Algonkian System, of a “grès de Boundou” facies, has a wider extent; it occupies a great part of the Gabu, where it appears in ridges that in places rise some 20 metres above the general surface. Dips up to 45° are observed. Lithologically the Algonkian beds range from very coarse sandstones, with well-marked cross-bedding, to relatively hard and fine-grained quartzites. We have, however, certain doubts regarding the age of some of these beds, and more detailed field work is desirable.

Unlike the older formations, the Palaeozoic strata are horizontal or have only gentle dips. The Cambrian seems to be absent. The Silurian is well developed. The deposits of the Ordovician, of a continental facies comparable with the European Old Red Sandstone, are gritty and unfossiliferous.

In the Gothlandian, which is more or less shaley, *Monograptus* is occasionally found. The Silurian spreads to the south and to some extent south-westwards, occupying the most uneven area, the Boé, which is a prolongation of the Fouta-Djallon. The Devonian probably exists in the same region, but its occurrence can only be reported with confidence farther away to the west, in the neighbourhood of Bafatá, along the river Geba, where there are Neo-Devonian rocks, argillaceous beds and fine-grained shaley sandstones, containing a faunule in which *Spirifer verneuili* Murch. is common. It appears that the Carboniferous also occurs in this region, for in Porto de Calhes, not far from Bafatá, in a very fine-grained sandstone, there are found fossil plants which are poorly preserved, but apparently belong to the genus *Calamites*.

No traces of the Mesozoic were discovered.

The Cenozoic sediments crop out in the island of Bissau, in the islets of Passaros and Rei, and in the continental Cumaré point. They contain some Palaeogene fossils which are poorly preserved and difficult to identify specifically. They occur beneath an arenaceous formation which is supposed to be Neogene, and consist of pale marls with calcareous nodules which are almost always fossiliferous. Ostreidae and Pectinidae are particularly common. The marl becomes more calcareous and less siliceous at depth. It is considered to be Eocene.

Throughout the whole colony dolerites are the only eruptive rocks. Their dominant feldspar is labradorite, and the dominant pyroxene is augite which is sometimes pigeonitic. Connecting the crystals of plagioclase there is a myrmekitic or micropegmatitic intergrowth. The rocks may contain olivine, biotite or hypersthene. The crystals almost always show the effect of dynamo-metamorphism. The dolerites occur only in the region of the old massif, and seem to traverse the whole Palaeozoic.

The only formations which show appreciable displacements are, as we have stated, those of the Pre-Cambrian. For this oldest era two chief orogenic phases can be distinguished. Upon the Archaean-Birimian there rest unconformably the Algonkian sandstones. These steeply dipping sandstones form in their turn an unconformable basis for the horizontal or slightly dipping Palaeozoic strata. It must be emphasized that the correlation of the Pre-Cambrian formations is subject to doubt; the classification of the African Pre-Cambrian in general presents many difficulties.

The most powerful movements which have affected the area were undoubtedly pre-Palaeozoic. The Huronian movements, in their wide sense, had vast importance not only in this region, but also throughout Africa, resulting in the emergence of two remarkable ranges, the Archafrizidian and the Neafrizidian. But there are no traces in Portuguese Guinea of concomitant granitizations.

In the Lower Palaeozoic there began a transgression which eventually produced an extensive epicontinental sea. At the end of the Devonian a great regression took place as a result of Hercynian movements; no major structures due to the Hercynian movements have however been determined. If Hercynian folds exist, they must have a broad and gentle curvature. It has been suggested that the extensive Bové syncline in French Guinea, which may extend to the Boé in Portuguese Guinea, must be of Hercynian age; and that the genesis of the Fouta-Djallon as a relief feature is chiefly due to Hercynian movements.

The discovery of indisputable Neo-Devonian at Bafatá, and the probable occurrence of the Carboniferous in the same neighbourhood are new and valuable data with tectonic significance.

It is noteworthy that the deposits of the Upper Palaeozoic periods occur at a lower level than the Silurian formation of Boé and, therefore, than those of the Fouta-Djallon. Because the deposits are horizontal, and considering the small distance between Bafatá and Boé, we are led to suspect the presence of step-faulting, or of a monoclinical fold. We think, however, that the displacement is not of Hercynian origin, but of much later age, though the ascent of the doleritic magma was probably somewhat earlier than the displacement itself.

The dolerites are not found to traverse formations older than the Palaeozoic, and it seems reasonable to correlate them with the Hercynian movements. But the age of the dolerites cannot be exactly determined, even by assuming them synchronous with similar rocks in the adjoining regions. They are known, however, in this part of Africa to be younger than the Carboniferous and older than the

late Cretaceous. They may perhaps be associated with the Sudetic phase of the Hercynian orogenesis; but we think it more likely that they can be correlated with the Palaeokimmeric phases of the Palaeo-Alpine movements, which had such a great importance in the palaeogeographic evolution of the African Continent.

We consider that the present difference of level between the Devonian of Bafatá and the Silurian of Boé is due to causes later than the Palaeo-Alpine movements.

The eruptive rocks, as we have already stated, have been strongly compressed. But the dolerites of the adjoining French Colonies do not exhibit any traces of compression. On account of this disparity we think that the dolerites of Portuguese Guinea are in a special tectonic position—that the area represents a hinge between the subsidence basin of the Senegal and the uplifted Fouta-Djallon; and that the deformation of the constituent crystals of the dolerites may be due to the interplay of the fault blocks during the formation of those two tectonic features. Erosion of the rising Fouta-Djallon yielded the sediments which largely filled the subsidence basin, and subsequently originated the mantle of sandy rock-waste which covers most of Portuguese Guinea.

If we were, alternatively, to assume that the deformation of the dolerites is due to synkinematic crystallization, it would follow that the dolerites are much more recent, and correlated with the genesis of the Senegal subsidence basin; but this hypothesis appears less acceptable.

It seems likely that the displacement of the Palaeozoic deposits of Portuguese Guinea was contemporaneous with the Senegal subsidence. The preservation of Neo-Devonian rocks at Bafatá is no doubt due to downfaulting and to protection beneath younger sediments—perhaps initially by a cover of Carboniferous and “Intercalary Continental” deposits, later dispersed by erosion—and certainly, in more recent times, by the Cenozoic sediments of the subsidence basin, the border of which must have lain further east and south-east than the present limit of its sediments.

We conclude therefore that the subsidence movements and those principally responsible for the uplift of the Fouta-Djallon were concomitant, and that they may belong to the Laramide phase of the Palaeo-Alpine orogenesis, though their effect was controlled by certain Hercynian structure. It is well established, in the basin of the Senegal, that the subsidence had its beginning in the Senonian. The processes are eminently epeirogenic in character.

In the Pyrenean phase of the Neo-Alpine orogenesis, there was regression of the Cenozoic sea. The region where Portuguese Guinea now lies came under a continental regime, which was largely maintained until the present day. Only the littoral belt has been affected by the initial Anthropozoic transgressions.

We have insufficient evidence to trace the evolution of the shoreline during the Anthropozoic. Nevertheless, the disposition of the laterites and the occurrence of two well marked geomorphological cycles afford us some data.

The most important lateritic complexes were formed during a regression which probably took place in Villafranchian times, and in a wet climate. Next there was remarkable transgression, almost certainly during the Tyrrhenian; the climate was arid and produced strong ferrugination of the surface layers. A second period of laterite formation, less extensive than the first, appears to correspond with a second regression in Grimaldian times. The Bijagós Archipelago became connected with the continent. Finally there was a Flandrian transgression which again separated the islands of the archipelago.

THE GEOLOGY OF THE BRITISH AFRICAN COLONIES

By F. DIXEY and E. S. WILLBOURN

Great Britain

ABSTRACT

The geology of the British African Colonies is reviewed on the basis of recent descriptions by the Geological Surveys of the various territories; especial attention is given to the question of the correlation of the older unfossiliferous formations.

In Southern Rhodesia the three sedimentary systems of the Basement Complex are correlated with the "Lower Basement" of Northern Rhodesia, the Lomagundi with the Bwana Mkubwa, and the Umkondo with the Kundelungu. The Nachipere Series of Nyasaland probably represents the Lomagundi. In Tanganyika it has been proposed that formations formerly included within the Basement System should now be given separate recognition; accordingly the former Lower Basement Complex would become the Basement System, and the Upper Basement Complex the Nyanzian System; above the latter the Kavirondian System includes rocks formerly regarded as part of the Muva-Ankolean System. This classification is accepted in Kenya, and in Uganda the Kavirondian and Nyanzian are represented respectively by the Samia and Bulugwe Series. In countries to the south of Tanganyika these Systems appear to correspond to the Lower Basement systems. The Uganda Basement includes volcanic as well as sedimentary and plutonic rocks. A series of folded quartzites and mica-schists formerly called the Madi Quartzites, which occur along the Uganda-Sudan border, have recently been shown to be folded conformably with the Basement rocks. The term "Basement" is still used in somewhat different senses in the various Colonies.

Much further work is required on the correlation of these older rocks, not only between the different Colonies, but also within the Colonies themselves; this applies particularly to Northern Rhodesia and the immediately adjacent countries.

In West Africa the British Colonies are widely separated, and correlation has to be affected largely from consideration of the geology of the intervening French Colonies (see Sheet IV of the International Geological Map of Africa). In Nigeria a Basement Complex comprises various gneisses, schists and intrusions, and no sedimentary systems comparable with those of the Gold Coast and Sierra Leone have yet been separately distinguished. In the Gold Coast the term "Basement Complex" is not used; certain gneisses and schists, with migmatites and some included quartzites and marbles, situated in the south-east corner of the country, are termed "Archaean," and are regarded as distinct from the Birrimian. The latter is followed by the Tarkwaian and this by the Akwapimian and Buem; the latter, with its tillite, possibly corresponds to the Bunyoro of Uganda and the Kundelungu of Central Africa. In Sierra Leone the Kasila Series comprises a group of crystalline gneisses and schists. Younger groups include the Kambui Schists, comprising a range of metamorphosed sedimentary and igneous rocks, and the Marampa Schists, which include the haematitic iron ores; these are together correlated with the Birrimian of the Gold Coast. Palaeozoic rocks are represented by the Voltaian of the Gold Coast and the Saonia Scarp Series of Sierra Leone. Cretaceous rocks are well developed in Nigeria, slightly so in the Gold Coast, and apparently not at all in Sierra Leone.

A considerable expansion of the Geological Surveys of the British African Colonies is provided for within the next few years, and there is good prospect therefore that careful attention will be given to these important problems of correlation in these territories in the near future.

THIS paper contains the views of a large number of British Empire geologists, most of them present or former members of the Colonial Geological Survey Service. The Colonial Government geologists have expressed their views at greater length in official publications and in the papers on the geology and mineral resources of the Colonies published in the *Bulletin* of the Imperial Institute, of which full use has been made in the present account. It had been hoped that all of the latter, collected into one volume, would have been published before the opening of the International Geological Congress in August, 1948, but this was not possible. The need to economize space has caused the omission of a full list of references, but it should here be stated that the present paper owes much to the Imperial Institute publications, being, in fact, largely founded upon them. Thanks are due to A. D. Combe, W. G. G. Cooper, K. A. Davies, T. Hirst, N. R. Junner, R. B. McConnell,

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

A. M. Macgregor, J. H. M. McNaughton, J. D. Pollett, W. Pulfrey, C. Raeburn, G. M. Stockley, Sir Edmund Teale, and H. J. R. Way, all of whom read the preliminary draft, and many have helped with much-valued suggestions. The very valuable work of the members of the Commission for the Geological Map of Africa has been freely drawn upon, and members of the Mineral Resources Department of the Imperial Institute also are thanked for their help. The object of the authors in presenting this paper has been to afford a convenient basis for discussion about the geology of the British African Colonies, with a view to stimulating further advances in correlation, a subject which has already received much attention from past and present members of the various Geological Surveys, notably those who have served on the Commission for the Geological Map of Africa. Apologies are due to those whose work has not been acknowledged by name.

THE GENERAL HISTORY OF THE AFRICAN CONTINENT

The interior of Africa is a great Archaean Shield which emerged from the sea before the mid-Carboniferous period. Thence afterwards it suffered erosion and such deposits as were laid on it were continental except in peripheral bands and in the northern part which was effected by the Cenomanian transgression as far south as the south of Lake Chad, for there are remnants of Cretaceous rocks in the Sahara and south-west of Lake Chad.

The continents of the Southern Hemisphere were separated from the North Atlantic and China-Siberia continent by a great ocean-belt, Tethys, extending from west to east, and these southern continents were all one land-mass, Gondwanaland, later divided up once more during the era between the Trias and the Cretaceous. The story of this continental mass Gondwanaland is similar for all its components which included most of South America, Africa, Madagascar, India, most of Australia, and the eastern Antarctic. Continental deposits with rare marine phases cover wide stretches in these lands, all horizontal or sub-horizontal; the African rocks of this type are the Karroo System of South and East Africa, and the Lualaba-Lubilash of the Congo.

After the dividing up of Gondwanaland, which took place as concerns Africa at the beginning of the Cretaceous and was completed during the Tertiary, geological developments were the same in South and Central Africa resulting in the superficial Kalahari deposits. In addition, there are the alluvial Busira deposits in the Congo and the fluvio-lacustrine deposits of the Rift valleys and, of course, also the coastal deposits.

BASEMENT COMPLEX OF SOUTHERN AFRICA

The oldest rocks in Southern Africa are variously described as Archaean, Basement Complex, Basement System, Basement Schists, Swaziland System, and the Primitive Systems. Robert (1944) correlates the occurrences in different territories in his *Contribution à la Géologie du Katanga (Kibaras System and Basement Complex)*, and summarizes his conclusions in a table (Robert, 1944, p. 49), part of which is reproduced here as Table II.

South Africa.—A. du Toit (1939, p. 27) says that much work must be done in South Africa before the precise succession of the Primitive Systems can be made out. The most altered types, schists and gneisses, are termed Archaean, the less altered strata have been locally named, for instance, the Eldorado, Ndutjana and Mbeza Series of Southern Rhodesia. He says that as in three areas at least two distinct systems are to be found, separated by unconformities, it is inappropriate to class all under one system and so he calls them the Primitive Systems. In the legend of his geological map he groups these systems as follows:—

Primitive Systems	{	Rhodesian Sedimentary Series, Rhodesian Schists, Pre-Damara, Damara, Kheis, Kraaipan, Moodies, Onverwacht, Nondweni, etc.
-------------------	---	--

Part of his correlation table (du Toit, 1939, p. 47) of these Primitive Systems is as follows:—

TABLE I

Bechuanaland and Kalahari	Zululand	Southern Rhodesia	
		Intrusion of the Newer Granite	
	Upper Pongola	Sedimentary Series	{ Eldorado, Ndotjana, Mbeza, etc.
	<u>Lower Pongola (Insuzi)</u>		
	Intrusion of the old Granite		
Rhodesian Schists and Kraaipan	Tugela and Nondweni	Rhodesian Schists and Greenstones	
		<u>Magnesian Series</u>	

The Pongola and Insuzi Systems of Zululand are, however, classed as Witwatersrand in the legend of his Geological Map.

Other geologists class as the Swaziland System all du Toit's Primitive Systems of South Africa in spite of the unconformities in them.

Robert calls the older Granite GA 1 and the newer Granite GA 2 and correlates the Basement rocks of South Africa, Southern Rhodesia and Northern Rhodesia, taking the opinion of Gray, Bancroft and Pelletier who regard the Muva Series as belonging to the Basement Schists.

TABLE II

South Africa	Southern Rhodesia	Northern Rhodesia
Tectonic Movements		
<div> <div>SWAZILAND SYSTEM</div> <div> Rocks more or less metamorphosed of Oldest Algonkian Age </div> <div>GA 2</div> </div>	<div> <div>SWAZILAND SYSTEM</div> <div> Sedimentary Formations </div> <div>GA</div> </div>	<div> <div>BASEMENT SCHISTS</div> <div> Muva Series </div> <div>GA</div> </div>
<div> <div>Tectonic Movements</div> </div>	<div> <div>Unconformity</div> </div>	<div> <div>Unconformity</div> </div>
<div> <div>Archaeon Formations</div> <div>GA 1</div> </div>	<div> <div>BASEMENT SCHISTS</div> <div> Greenstone Schists </div> </div>	<div> <div>BASEMENT SCHIST SERIES</div> </div>

Table II gives a diagrammatic illustration of the granite intrusions and the unconformities.

However, other geologists class the Muva Series of Northern Rhodesia as equivalent to the Witwatersrand System of South Africa, younger than the Swaziland System. Furthermore, the geologists of Uganda and Tanganyika regard the Karagwe-Ankolean of their territories as certainly younger than the "Basement Complex" and their Karagwe-Ankolean rocks probably are the equivalents of the Muva Series of Northern Rhodesia.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

CORRELATION OF THE GEOLOGICAL FORMATIONS OF SOUTHERN RHODESIA WITH THOSE OF SOUTH AFRICA

The fourth edition of the Provisional Geological Map of Southern Rhodesia, 1946, scale 1 to 1 million, and *An Outline of the Geological History of Southern Rhodesia* (Macgregor, 1947) give the latest information about Southern Rhodesia, which is very useful for the purpose of this paper because Southern Rhodesia is a geographical link between Northern Rhodesia and the Union of South Africa, where the geological succession is known in some detail.

The formations of the Primitive Systems cover a great part of Southern Rhodesia and are grouped under the heading "Basement Complex" (Table III). The larger part of the Basement Complex consists of granite and gneiss with relatively small areas occupied by inclusions of older rocks, known as "gold belts," which contain much of the country's great mineral wealth.

TABLE III

Geological System	Southern Rhodesian Formations, Intrusive Rocks	Valuable Minerals Produced	Equivalent African Formations
Recent to Tertiary	Soil and alluvium, Kalahari beds X --- unconformity --- X	Eluvial and alluvial gold	Kalahari, beds, inland and marine beds of Coastal S. Africa
Cretaceous 3,000 feet	Conglomerates, grits and marls in Zambezi troughs and in Sabi-Limpopo basin X --- unconformity --- X Trough Faulting Zambezi troughs, etc.	Diamonds in kimberlite pipes	Diamond pipes of South Africa
MESOZOIC	Jurassic 2,000 feet	Phosphate, Tungsten, etc.	Messina Mines in Transvaal Lebombo
	Upper Series		Stormberg Cave Sandstone and Red Beds
	Upper Triassic 800 feet		Karoo System of Southern Africa
PALAEOZOIC	Lower Permian 1,100 feet	Diamonds	Molteno
	Madumabisa Series. Shales Wankie Series. Sandstone with coal X --- unconformity --- X	Coal	Lower Beaufort Series Ecca Series
	Upper Carboniferous		Dwyka Series

TABLE III (*continued*)

		Southern Rhodesian Formations, Intrusive Rocks	Valuable Minerals Produced	Equivalent African Formations
LATER PRE-CAMBRIAN	Umkondo System	Shales, quartzite, limestone, andesite X---unconformity---X Great Dyke	Chrome ore, etc. Gold, copper, etc.	Waterberg-Matsap of S. Africa and Kundelungu of N. Rhodesia and Congo Bushveld complex in Transvaal Copper, etc., of N. Rhodesia. Uranium of Belgian Congo
	Lomagundi System	Post-Lomagundi Mineralization Granite (Post-Lomagundi) Argillaceous Series		Pretoria Series Transvaal System of South Africa Katanga System of N. Rhodesia and Congo
		Arenaceous Series X---unconformity---X		Dolomite Series
		Deweras Series: sedimentary rocks and interbedded lavas X---unconformity---X Late Tonalitic Granites Main Mineralization of THE BASEMENT COMPLEX Main Tonalitic Granites Phyllite Series in S. Matabeleland		Ventersdorp System in Union of South Africa Perhaps Moodies Series of Barberton
	Shamvaian System	X---unconformity---X		
BASEMENT COMPLEX		Conglomerate Series X---unconformity---X Post-Bulawayan Granite and Mineralization as above (?) Upper Series	Gold in placers (?) Iron ore	Jamestown and Onverwacht of Barberton (?)
	Bulawayan System	X--minor unconformity--X Lower Series X---unconformity---X Metasomatism of Magnesian Series	Iron ore Chrysotile and Asbestos	
		Pre-Bulawayan Gneissic Granite		
	Sebakwian System	Magnesian Series Sebakwian Sediments	Chrome ore	

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

The lowest member of the Basement Complex, the Sebakwian System, is subdivided:—

Sebakwian System	{	Magnesian Series.
±10,000 feet.	}	Sebakwian Sediments.

Macgregor says that the composition of the Sebakwian Sediments is very near that of granite and he believes that in many places granites have been formed by their alteration. The Magnesian Series consists of serpentines that were originally ultrabasic intrusive rocks and perhaps extrusive rocks also. The very important chrome ore deposits at Selukwe belong here. The metasomatism that accompanied the intrusion of the pre-Bulawayan granite formed rich asbestos deposits at Shabani, and those at Mashaba may be of this date also.

The Bulawayan System consists of an upper and a lower series of basaltic and andesitic lavas, known as greenstones, interbedded with sediments, and it attains a thickness of 40,000 feet in the Midlands gold belts. Banded ironstones are common among the sediments. There is some limestone in the upper series.

The Shamvaian System as defined by Macgregor, besides certain other groups, includes the formations previously described as the Eldorado Group, the Ndujana Series and the Mbeza Series (see *South Africa*, above), and they are alike in consisting chiefly of arkoses, greywackes and conglomerates with quite subordinate quartzites, phyllites, and slates. The system is more than 10,000 feet thick. The general uniformity of the whole formation suggests that it was deposited under terrestrial, perhaps continental, conditions. Usually the mineral deposits in the system are all considered to have been formed during a mineralization subsequent to the deposition of the rocks.

The granites of the Basement Complex of Southern Rhodesia comprise masses formed at various periods over a great length of time. Macgregor thinks that some of them welled up as molten magmas with approximately their existing composition, whereas others were formed by the partial fusion and recrystallization of pre-existing rocks in place with only a little additional matter. Potash-granites are rare and soda-granites predominate.

The Lomagundi System consists of 24,000 feet of sedimentary formations of Pre-Cambrian age, but they are nonetheless clearly younger than the Basement Complex. The three series comprising the system, together with their equivalents in neighbouring countries, are indicated in Table III. Before the deposition of the succeeding Umkondo System, also in the Pre-Cambrian, there was a period of igneous activity during which yet another granite was intruded with some accompanying mineralization. After this, and still before the Umkondo System was formed, the Great Dyke came into place; the latter is an unusual body of igneous rock, comprising serpentine, pyroxenite, and norite in ascending order. It is related to the Bushveld Complex in the Transvaal. This Great Dyke is more than 320 miles long, and it varies in width from 3 miles to 6 miles. A period of erosion elapsed before the Umkondo System rocks were laid down, and after the Umkondo System there was a tremendous gap, a period of denudation, and then, in the Upper Carboniferous or Lower Permian, deposition of the Karroo rocks began. These include coal measures, of great economic importance.

As shown in Table III, part of the Karroo sequence known in South Africa is missing from Southern Rhodesia, and the presence of glacial tillites equivalent to the Dwyka is not certainly established. They may be present in areas not yet mapped and, if so, they are the only rocks of Carboniferous age. The coal measures are contained amongst the Lower Permian rocks which are equivalent to the Ecca and Lower Beaufort of South Africa. The upper part of the Beaufort is missing. Above the Lower Permian, in some areas, lie Upper Triassic rocks which have a much wider distribution than the Permian. The Upper Triassic is divided into a Lower Series, containing the Fine Red Sandstone and the Escarpment Grit, separated by a minor unconformity from an Upper Series which includes the Forest Sandstone and pebbly arkose which were probably deposited over the whole of Southern Rhodesia under climatic conditions which were becoming increasingly dry until aeolian desert sandstones were deposited at the top. This Upper Series, the equivalent of the top of the Stormberg, is more widespread than the Lower Series which seems to represent the Molteno, though palaeontological

TABLE IV

Series		Lithology	Remarks
Recent		Alluvium	Sometimes calcareous
		Granophyres Dolerites	Hypabyssal equivalents of Lebombo volcanics
Lebombo Volcanics		Rhyolites, trachytes, dacites, porphyrites Basalt, sometimes amygdaloidal	
Karoo System		Bushveld Sandstone and Marls Upper Sandstone and Grit Upper Coal and Shale Middle Sandstone and Grit	Coal and calcite mineralization
	Ecca Series	Lower Coal and Shale Lower Sandstone and Grit	
Young Granite, G.3		Red granite, sometime coarse, no pegmatites	No mineralization
Pre-Karoo Intrusions		Gabbro, granophyre, epidiorite	Mostly hypabyssal
Granite, G.2		Granites, gneisses, moderate grain-size, with pegmatites	Corundum and manganese mineralization
Upper Pongola Series		Quartzites, grits, sericite-schists, conglomerates X ----- unconformity ----- X	
Lower Pongola Series		Lavas, phyllites and quartzites	
Old Granite, G.1		Biotite-rich, porphyritic granites, gneisses, pegmatites, felsites, porphyries	Mineralization: gold, tin, barytes, columbite, euxenite, etc.
Fundamental Complex	Havelock Series	Serpentines, pyroxenites	Ultrabasic intrusives; asbestos mineralization
	Jamestown Series	Talc, carbonate, amphibole and chlorite schists	Basic metamorphic, originally intrusive
	Swaziland System	Moodies Series Conglomerates, grits, quartzites, shales, jaspers X ----- unconformity ----- X	Essentially arenaceous
		Fig Tree Series Cherts, shales, banded ironstones	Essentially argillaceous; haema- tite mineralization

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

information is scanty. There is a minor unconformity at the top of the Triassic before the Jurassic basalt and rhyolite lavas and sandstone were formed. These are the equivalents of the Lebombo and Drakensberg lavas of South Africa. A granite intruded into these lavas was the cause of further mineralization which may be of economic importance. Apatite and vermiculite mica associated with limestone ringed by syenite seem to belong here. Kimberlite intrusions in the country north of Bulawayo are in the Formona granite mass which Macgregor says may be of post-Karoo age. They contain diamonds but not enough to be worked with profit.

The Cretaceous and more recent formations also are summarized in Table III.

SWAZILAND

H. J. R. Way, in February, 1948, supplied Table IV which gives more details of the stratigraphical succession than had previously been published. It will be noted that three granites, G.1, G.2, and G.3, are distinguished; that the Swaziland System is considered to be a sedimentary phase of the Fundamental Complex; and that a new ultrabasic series is distinguished, the Havelock, which is intrusive into the Jamestown Series.

NORTHERN RHODESIA

A study of notes made by T. Deans from T. D. Guernsey's unpublished summary-report on the Geology of the Concession Areas of parts of Northern Rhodesia that were mapped by many geologists enables the following information to be recorded:—

TABLE V

Table of Formations in Northern Rhodesia, after T. D. Guernsey

RECENT	Alluvium, soils, etc.	
	X ----- unconformity ----- X	
Kalahari System	Wind blown sands, sandstones, ironstones	
	X ----- unconformity ----- X	
Karoo System	Basaltic lavas and dykes	
	Coal, shales, sandstones, conglomerates	
	X ----- unconformity ----- X	
	Basic intrusives	
	Syenites	
	Younger granite	
Katanga System	KUNDELUNGU SERIES of shales, limestones, sandstones and conglomerates in N.W. Northern Rhodesia	Probably equivalent in N.E. Northern Rhodesia to the <i>Luitikila Beds</i> and the <i>Plateau Beds</i>
	BWANA M'KUBWA SERIES, also known as the <i>Broken Hill Series</i> and the <i>Lusaka Series</i>	{ <i>Upper Shales, sandstones</i> <i>Middle Dolomites</i> <i>Lower Quartzites, shales, conglomerates</i>
	Luapula—Tanganyika Porphyries	
	X ----- Great Unconformity ----- X	
	Basic Intrusives	
	Older Granite	
	Upper Basement	Quartzites and schists (Muva-Ankole)
	X ----- Obscure unconformity ----- X	
BASEMENT COMPLEX	Lower Basement	Schists, minor quartzites, some limestones, altered Volcanics

The crystalline Basement has its greatest development along the east and south-east boundaries (of Northern Rhodesia). It consists of two groups of sedimentary rocks intimately associated with granitic rocks. At two or three localities it was possible to differentiate these groups, but usually intense metamorphism has obscured stratigraphy and succession.

The older granite intrudes the two sedimentary groups and is separated from succeeding formations by a pronounced unconformity. The Younger Granite invades both younger rocks and the Basement areas.

The Luapula-Tanganyika Porphyries are believed to be effusive. They appear to rest unconformably on granite and are overlain by younger sediments, but near Lake Tanganyika the vulcanicity appears to have overlapped into the period of sedimentation.

The lower part of the Katanga System includes the Bwana M'Kubwa Series, which includes the Broken Hill Series and the Lusaka Series. The upper part is known as the Kundelungu Series, and to the west of Lake Mweru often has a widespread conglomerate at its base, which may be unconformable on the Bwana M'Kubwa. The Plateau Series and Luitikila Beds in north-eastern Rhodesia are not yet definitely classified, but they are probably to be referred to the Kundelungu.

Acid and basic igneous rocks intrude the Katanga System, and in places the lower members are so metamorphosed that no definite line of contact can be drawn between them and the Basement.

Karoo rocks are widely distributed and probably have a considerable development in the west beneath the Kalahari System. The major subdivisions of South Africa are best displayed in the east. Lavas occur at the top of the system at Livingstone, the Kafue-Zambezi junction, and near Mwinilunga, but have not been recognized north of the Luangwa-Zambezi junction.

The Kalahari System is restricted to the west, consisting of sands and sandstones showing effects of wind transportation.

Guernsey has correlated the Upper Basement with the Muva-Ankole System (see Table II and discussion thereon), but in his summary-report he points out that the name "Upper Basement" can be discarded when more is known of the Muva rocks. Injection gneisses and composite rocks are characteristic of the Lower Basement, and to a less extent of the Upper Basement. There is a great unconformity dividing the Basement from the succeeding Katanga System.

Guernsey says that although this definition of the Basement System is satisfactory actually within Northern Rhodesia, because all three divisions, Lower, Upper, and Granite, seem to have been welded to form an entity by forces N.W.-S.E. producing the dominant N.E.-S.W. trend of folding and foliation which continues for 650 miles, yet correlation is difficult with the neighbouring countries, Tanganyika and Southern Rhodesia. In Southern Rhodesia the Basement Schists comprise three divisions, with granites in each case separating two of the divisions.

NYASALAND

It has not yet been possible to arrive at any very satisfactory subdivision of the pre-Karoo rocks of Nyasaland. Besides ancient granites and intrusives they comprise at least two groups of clastic sediments that pass into schists; these are the Mafingi Series and the Nachipere Series, situated respectively at the extreme northern and southern ends of the country. In the central part of Nyasaland is a group of metamorphosed rocks that include widespread graphitic schists and limestones. There are also considerable areas of biotitic gneisses and migmatites associated with ancient granitic and syenitic intrusions, all of which are represented in the conglomerates of the Nachipere Series. The boundaries limiting these various formations have not yet been mapped.

The Mafingi Series is believed to represent the Muva-Ankole group, and the Nachipere Series is possibly to be correlated with the Lomagundi of Southern Rhodesia.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

TABLE VI

System and Age	Formations	Fossils. Minerals
<i>Pleistocene</i>	Dwangwa gravels Songwe alkaline lavas and ashes Rift Valley faulting Chitimwe beds Chiwondo beds	Limestone Mastodon, giraffe, elephant, hippopotamus, crocodile, etc., and fresh water shells Bauxite
<i>Tertiary</i>	Sungwa beds, N. Nyasa X-----unconformity-----X Intrusions of ultrabasic dykes and pipes in Lower Shire area Intrusion of alkaline rocks, nepheline-syenite and hypabyssal rocks Lupata folding	
<i>Cretaceous (Lower ?)</i>	Dinosaur beds, N. Nyasa Lupata Series, sandstones with rhyolite and alkaline lavas Chilwa Series of carbonatite pipes, with nepheline-syenite and alkaline dykes X-----unconformity-----X Block faulting of Karroo rocks, accompanied by rhyolite and siliceous intrusions of hydrothermal type	Limestone. Sauropoda Theropoda Little gold
<i>Karoo</i>	Stormberg Basalt Rhyolite Basalt Red sandstone Upper sandstone	Fragmentary Dinosaur remains Fossil wood and vertebrate remains
<i>Permian to Rhaetic</i>	Lower Beaufort Red marls Middle sandstone Ecca Shale group Lower Sandstone Mwanza Shales X-----unconformity-----X	Plant remains, reptilian and fish remains, ostracods, and fresh water shells Coal Fossil wood and plant remains
<i>Pre-Cambrian</i> Nachipere Series (? Lomagundi of S. Rhodesia) Mafingi Series (? Muva-Ankole)	Conglomerates, grits, dolomites, mica-and-graphite-schists, etc. Quartzites, grits, phyllites, mica-schists, etc. X-----unconformity-----X	Graphite
<i>Basement Gneissic Complex</i>	Biotite-gneiss and granitic rocks, occurring also as pebbles in above	? Ilmenite, garnet, kyanite, etc. Corundum

TANGANYIKA

G. M. Stockley (1943) discusses the Pre-Karoo Stratigraphy of Tanganyika, and the following table summarizes his suggestion to change the names of certain systems and to remove what has been called the Upper Basement, taking it out of the Basement Complex.

TABLE VII

Suggested New Systems

3. Kavirondian System	Includes certain rocks that formerly were regarded as part of the Muva-Ankolean System.
X-----Unconformity-----X	
2. Nyanzian System	Formerly "Upper Basement Complex." Volcanics and sedimentaries, banded ironstones common.
1. Basement System	Formerly "Lower Basement Complex." Crystalline limestones, schists, gneisses and granulites.

Stockley points out that the rocks of his Basement System (1) everywhere exhibit the same high degree of metamorphism whether they are near to or far from the granite and are characterized by the presence in them of garnet and kyanite whereas the rocks of his Nyanzian System (2), although they usually occur as roof-pendants within the granite, yet have been affected only by low grade metamorphism. He concludes that the mineral and metamorphic differences can be explained only by vast differences both of age and of general conditions of formation, so it is better not to continue the practice of classing (1) and (2) as a single unit called the Basement Complex.

Stockley says that the best exposures of his Nyanzian System rocks are located around the Lake Victoria Nyanza, especially in the district of Kavirondo in Kenya and in the Musoma, Mwanza, and Kahama districts of Tanganyika. He would correlate it with the Dalradian in Britain, the Dharwar of India, and the Keewatin of Eastern Ontario and Quebec, and Hitchen and Pulfrey are said to agree with this.

Stockley's proposed new Kavirondian System includes the Kavirondo Series of Kenya and the North Mara Series of Musoma, Tanganyika, two series that have been regarded, he says wrongly, as correlated with the Muva-Ankolean, more especially with the Karagwe-Ankolean of Uganda, N.W. Tanganyika, and N.E. Belgian Congo. He says that the North Mara Series and the Kavirondo Series are different lithologically from these and are more indurated; probably they are older. Stockley would correlate them with the Shamva Grits, Eldorado Series, Ndujuna Sedimentary Series, and the Mbeza Sediments of Southern Rhodesia, all of which were once included within the Basement Schists although separated from the underlying rocks by an unconformity.

Hitchen agrees with this rearrangement, and his type sequence for the Kavirondian System in Kenya is:—

3. Upper Division.	Feldspathic grits.
2. Middle ,,	Siltstones and slates.
1. Lower ,,	Feldspathic grits and conglomerates.

To sum up, Stockley says that he is now against considering the North Mara Series and the Kavirondo Series of the eastern and southern Lake Victoria region merely as an arenaceous facies of the pelitic Muva-Ankolean of Karagwe, although in 1935 and 1936 he did this, and even now he makes it clear that there is no direct evidence against it. However, he points out that lithological resemblances are evident in the systems of widely separated regions and that one is justified in regarding the marked difference between the rocks of the North Mara Series and the Karagwe-Ankolean of N.W. Tanganyika as a reason for regarding them as of different ages.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

The complete succession in Tanganyika may be summarized as follows:—

TABLE VIII

	Superficial Deposits	
X	----- Unconformity -----	X
	Karoo System	
X	----- Unconformity -----	X
	Bukoban System	
X	----- Great unconformity -----	X
	Karagwe-Ankolean System	
X	----- Unconformity -----	X
	Kavirondian System	
X	----- Unconformity -----	X
	Nyanzian System	
	Basement System	

Stockley (1947) correlated the Karroo rocks of Tanganyika with those of South Africa and the Belgian Congo, as shown in Table IX.

TABLE IX

South Africa	Belgian Congo	Ruhuhu Basin, T.T.	Northern Ruvuma Basin, T.T.
	<i>Sankuru Series</i>	<i>Tunduru Beds</i>	<i>K 9</i>
Stormberg Series	Lubilash Beds	Manda Beds Kingori Sandstones	K 8 K 7 } Not represented
Beaufort Series	Red Sandstones of Upper Lukuga Beds	Ruhuhu Beds Lower Bone Bed	K 6 K 5 Mitomoni Beds Calcareous Beds Ruvuma Sandstones
Ecca Series	Part of upper and whole of middle Lukuga Beds	Coal Measures Basal Conglomerate	K 2 – K 4 K 1 Coal Measures Basal Conglomerate (Njuga)
Dwyka Series	Lower Lukuga Beds	not represented	
K 1 – K 9 symbols assigned to the various stages of Karroo succession in Tanganyika			

UGANDA

K. A. Davies and C. B. Bisset (1947) give the latest information concerning the geological succession in Uganda, with suggestions as to relationship with the rock-formations of other African territories, as summarized in Table X. A lecture based on this paper was given by Bisset at the Imperial Institute in October, 1946.

Concerning the *Basement*, Davies and Bisset say that it is probable that volcanic rocks are represented among them as well as sedimentary and plutonic rocks. A series of folded quartzites and mica-schists formerly called the Madi Quartzites which occur along the Uganda-Sudan border were once thought to be the equivalents of the Toro quartzite in the south. Recently they have been shown to be folded conformably in the Basement rocks.

The *Toro System* rocks are found in S.W. Uganda and occur in high-dipping tight folds. Davies and Bisset say they are possibly the equivalents of the Upper Basement of countries to the south.

The *Bulugwe-Samia* rocks occur in the extreme south-eastern corner of Uganda. While they resemble the Karagwe-Ankolean they differ because in places they contain volcanic rocks and banded ironstones. They are like the so-called Nyanzian and Kavirondian of the Lake Victoria areas of Kenya and Tanganyika, which carry gold deposits in those territories. A. D. Combe is investigating the relationship between this series and the Karagwe-Ankolean.

TABLE X

Period	Name of rock-formation in Uganda	Nature of rock-formation and correlation with neighbouring countries
Recent to Miocene		Terrace, riverine and lacustrine beds
Lower Pleistocene	Kaiso beds	Argillaceous beds, 4,000 feet thick
Plio-Pleistocene and Pliocene	Kisegi beds	Arenaceous sediments, 1,000 feet thick
	Potash-rich volcanics	In S.W. Uganda
	Biotite-pyroxenites	
Upper Miocene	Bugishu Series	Sediments and volcanics including also the volcanics at the base of the Mount Elgon succession and elsewhere
Pre-Miocene and Post-Karoo		Plutonic complexes rich in calcium and soda
Permian	Karoo	Shales
	X -- unconformity -- X	
Early Palaeozoic to late Pre-Cambrian (see below)	Singo Series	Possibly = Waterberg. Flat-bedded sandstones with subsidiary siltstones and shales
Late Pre-Cambrian (see explanation)	Bunyoro Series	= Pretoria Series tillites. Glacial tillite and finely varved sediments
	X -- unconformity -- X	
Pre-Cambrian	Granite	Granitoid rocks. Some are younger than Karagwe-Ankolean, but all are Pre-Cambrian
	Karagwe-Ankolean System	Quartzites, sandstones, conglomerates, grits, shales; phyllites and schists, especially near granites. Perhaps equivalent to the Witwatersrand of South Africa
		Samia Series = Kavirondian. Greywackes, mudstones, shales
		Bulugwe Series = Nyanzian. Shales, mudstones, fine-grained quartzites, volcanics and banded ironstones, the latter only near the Kenya border
	X -- unconformity -- X	
Early Pre-Cambrian	Toro System	Quartzites, grits, rare conglomerates and schists
	X -- unconformity -- X	
Archaean	Basement	Occurs along the E., N. and N.W. borders. Paragneisses and orthogneisses with schists, granulites, quartzites and marbles

The *Karagwe-Ankolean System* includes the most important group of sedimentary rocks in Uganda. Corresponding rocks are widespread in the Congo and Northern Rhodesia, and occur to a limited extent in Tanganyika. The name Muva-Ankolean is given to them by some authors. Where, in Uganda, they have been intruded by the later granite the rocks have been altered to phyllite and mica-schist. The system has been correlated tentatively with the Witwatersrand System of South Africa.

Granitic rocks underlie at least one half of the area of Uganda, and some of them, occupying perhaps one-third of the whole granite area, are younger than the Karagwe-Ankolean though all are older than the formations that overlie the Karagwe-Ankolean. Attendant mineralization has been studied in S.E. Budama, along the Kenya border, where at least three ages of granite have been recognized.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

The *Bunyoro Series*, described by K. A. Davies (1939), lies unconformably on the Karagwe-Ankolean in a belt of country west of Lake Kyoga extending to Lake Albert. The rocks have been correlated with the tillite of the Pretoria Series of South Africa, in which case they would be of late Pre-Cambrian age, but A. D. Combe suggests that they may be the lower part of the upper half of the Katanga System of the Congo and that the Singo Series above it represents the rest of the Upper Katanga. He considers that the greater part of the Katanga System is Pre-Cambrian with only its uppermost part early Palaeozoic. He thinks that Robert is mistaken in classing the Kundelungu as ranging from Cambrian to Middle Carboniferous. The Singo Series includes rocks that formerly were known as the Mityana and Butologo Sandstones and are the equivalents of the Bukoba Sandstones of Tanganyika.

The lower half of the Voltaian System of the Gold Coast which includes a glacial deposit and the Upper Voltaian (Junner, 1946) bear resemblances to the Bunyoro and Singo Series of Uganda, and may be correlated tentatively with them as suggested by Davies and Bisset.

There is a long gap, according to Davies and Bisset, between the Singo Series and the *Karoo beds* which are of age between the Upper Carboniferous and Jurassic of Europe. However, only three small patches of Karroo beds are known in Uganda, preserved perhaps by in-faulting, the largest, on Dagusi Island, being only four square miles in area. The Karroo shales at Entebbe are at least 1,400 feet thick, and they belong to the Eccia subdivision, but another patch of Karroo is only 82 feet thick.

The *Kisegi beds* of the Albert Rift cover a small area at Ruwenzori and contain one oil seepage. They are overlain by the Lower Pleistocene *Kaiso beds* which carry mammalian and other fossils and are associated with mud volcanoes, gypsum deposits, salt and sulphur springs, and petroleum seepages. The Kaiso beds cover the greater part of the Albert and Edward Basins.

KENYA

A description of the various rock formations of Kenya was given by W. Pulfrey at an Imperial Institute lecture in 1947.

Basement System.—The crystalline rocks of the Basement System cover wide areas, particularly in the eastern half of Kenya and include schists and gneisses containing mica and hornblende, also graphite-schists, and gneisses with kyanite, garnet, and sillimanite. Migmatites are common. It contains no big granite intrusions, but east of Mt. Kenya there are large outcrops of basic intrusions. There are dunite pipes near Mtito-Andei, in Kitui, and in the Northern Province.

The Nyanzian System.—These rocks occur in the goldfields of Western Kenya where, to a large extent, they are covered by younger rocks, Bukoban in the Kisii district, and by Miocene and later in the Gembe area of South Kavirondo. These two areas might be goldfields but for the Bukoban or more recent cover.

The Kavirondian System.—Rocks of the Kavirondian System also occur in the goldfields of Western Kenya and the types, in North and Central Kavirondo, consist of grit alternating with sandstone and mudstones with intercalated huge lenses of conglomerate. In South Kavirondo the system is represented mainly by boulder-conglomerates with some fine sediments. In the Migori Gold Belt there are some lavas also.

Intrusive igneous rocks.—Besides the granite mentioned in Table XI, one part of it post-Kavirondian and the other pre-Kavirondian but post-Nyanzian there is, in South Kavirondo, much diorite-porphyrite post-Kavirondian in age. There are also numerous small acid and basic dykes and masses in Western Kenya.

Pulfrey says that the description given by Stockley (1943, pp. 165-168) suggests that on lithological grounds the correlation of the Nyanzian and Kavirondian of Kenya and Tanganyika is justified, and this applies to the intrusive rocks as well as to the sediments.

TABLE XI

	Name of System or Series	Rock-types	Principal intrusive igneous rocks
Recent		Alluvials, Magadi Trona Lake, Hot-spring deposits	
Pleistocene		Various deposits described below	
Pliocene Miocene		Coastal sediments and sediments of the Northern Province and of Lake Victoria, Pliocene red sands and sandstones. Widespread volcanic rocks	Few alkaline intrusives
Cretaceous Jurassic Trias	Dusuma Sandstone Series	Sedimentary rocks in the Coastal belt and in North-eastern Kenya	
Permian	X -- unconformity -- X		
Palaeozoic or Pre-Cambrian	Bukoban	Kisii quartzites and lavas restricted to S.W. Kenya	
	X -- unconformity -- X		
	Kavirondian	Grit, conglomerate and mudstones. Lavas in Migori	In North Nyanza gold-bearing granite, post-Kavirondian; in South Kavirondo gold-bearing granite, post-Nyanzian and pre-Kavirondian
Pre-Cambrian	X -- unconformity -- X		
	Nyanzian	Lavas in N. and central Kavirondo, some conglomerate. Also banded ironstones in S. Kavirondo	
	X -- unconformity -- X		
Archaean	Basement System	Grits, sandstones and shales metamorphosed to gneisses and schists. Also crystalline limestone	No big granite intrusions known. Basic and ultrabasic intrusions

Bukoban System.—The Bukoban System of Tanganyika is represented in Kenya by the Kisii Series restricted to the Kisii Highlands, a small area in S.W. Kenya. On the west of the Highlands it includes:—

Upper lavas.

Quartzites.

Lower lavas with lenticle-like masses of soapstone which are metasomatic replacements of the lavas.

On the eastern side of the Kisii Highlands the series contains an impersistent basal conglomerate with some gold, and traces of cassiterite are found in heavy residues from the quartzites.

Permian.—The western part of the strip of coastal sediments south of the River Tana consists of shales, grits, and sandstones, with thin coals. The series is dated Permian by fossil evidence, and it passes conformably up into sediments of Mesozoic age.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Mesozoic.—There is a continuous strip of Mesozoic sediments about 20 miles wide stretching from the Tanganyika border to the region of the River Tana. The succession is:—

Cretaceous	{	Limestone has been found in one place only, but Pulfrey suggests that the occurrence requires verification.
Jurassic	{	A thick series of shales with some grit horizons. Marine limestones.
Trias	{	Pebbly grits. Sandstones and subordinate shales.

There are post-Trias intrusions in these coastal sediments, which may be of Tertiary age to judge from similar rocks of Western Kenya.

At Jembe, near the Tanganyika border, are ijolites, nepheline-syenites and jacupirangites, and dykes of camptonite type. It is probable that ouachitites piercing Basement System rocks in Eastern Kitui are of similar age.

In the north-east corner of Kenya, in the Northern Frontier District, Mesozoic sediments occupy several thousand square miles.

The succession is:

Middle or Upper Jurassic	—	Marehan sandstones. Some authors thought them to be possibly Cretaceous.
Lower and Middle Jurassic	—	Limestones and sandstones, with shales, clays, and gypsum beds at the base.

Tertiary.—Adding to what is summarized in the table, there are Miocene rocks inland which rest on the sub-Miocene peneplain or lie in gullies cut into it. Miocene deposits occur close to the shores of Lake Victoria, around Koru and Muhoroni and around Mt. Elgon. Other occurrences are in the Rudolf basin and at several places in the wide area east of Lake Rudolf and north of Mt. Kenya. Amongst them are thin fossiliferous horizons. Also there are extensive lake deposits intercalated among lavas near Nairobi; they contain beds of bentonitic clay and are a useful aquifer.

Besides the above-described lacustrine sediments there are widespread lavas and pyroclastic sediments of Middle or Upper Tertiary age in Central, Northern, and Western Kenya. Many are of alkaline type—phonolites, nephelinites and alkaline rhyolites and basalts, though calc-alkaline types too are present and may be the dominant type in some places. Some of these lavas form extensive plains or plateaux. Others, with accompanying ash and agglomerates are the result of the action of central volcanoes, such as Mt. Kenya, the Aberdares, Mt. Elgon, and some volcanic masses of the western part of South Kavirondo.

Pleistocene.—There are raised coral reefs and sandstones at the coast, and extensive developments of lake and river deposits in the Rift Valley, where diatomite is a prominent member of the sequence. Also volcanic rocks in Central, Western, and Northern Kenya.

WEST AFRICA

NIGERIA

The following table summarizes the succession in Nigeria as given by F. Dixey (1945):—

TABLE XII

Recent		Sediments in the Coastal Belt
Pleistocene		In the Coastal Belt—sediments. In the Chad Basin—terrestrial and lacustrine sands and clays.
Tertiary		In the South and N.W., marine clays and sands. The Fluvio-Volcanic Series may be Lower Miocene?
Cretaceous	{	Upper. Sandstones and shales with coal measures.
		X ----- unconformity ----- X
		Lower. Marine sandstones and shales.
		X ----- Great unconformity ----- X
Basement	{	Gneisses, schists, granites and other intrusives, and perhaps
Complex		the Younger Granites should be included here.

The Basement Complex.—Jacobson and Webb (1946) give some account of the geology of the Basement Complex of Central Nigeria in their paper on the Pegmatites of Central Nigeria.

Schists include mica-schists with some quartzites, quartz-schists, and altered limestones. Garnet and sillimanite are common. Schists are subordinate to the composite gneisses into which they grade. These are the result of widespread permeation by magmatic fluids along the foliation planes of schists and in addition there are many varieties of orthogneiss. There are two groups of granites, the Older and the Younger. The Older Granite includes a variety of Pre-Cambrian granites which probably belong to several different periods of plutonic activity. They are widely distributed and range from non-foliated granites to strongly gneissose varieties merging into gneiss. One widespread type is a coarse gneissose porphyritic biotite-granite. The Younger Granites, also known as Plateau Granites, include biotite-granite and riebeckite-granite in North-Central Nigeria. Though provisionally accepted as Pre-Cambrian, yet there was probably a considerable break between the Older Granite and the Younger.

Dixey (1945, p. 315) had said that the Younger Granites are not definitely included in the Basement Complex. All the Older Granites are traversed by pegmatite dykes. There was a tremendous length of time between the intrusion of the Younger Granites of Nigeria and the deposition of the basal Cretaceous beds and the period was one of erosion. G. M. Lees (discussion on Dixey's paper p. 314,) said the thickness of Cretaceous sediments is approximately 15,000 feet.

Dixey says that the Cretaceous sediments are largely of marine origin, and the lower group is probably separated by an unconformity from the sandstones, shales, and coal measures of the upper group. The lower Cretaceous locally exhibit sharp folding, but the later Cretaceous and the overlying Tertiaries show nothing more than extremely gentle folding. Except for the extraordinary and somewhat unexpected overthrusting recently observed in the Fluvio-Volcanic Series of the Jos Plateau, Nigeria does not seem to have experienced anything more than intermittent uplift and gentle warping since the lower Cretaceous, and its history in this respect seems to have been much like that of the greater part of eastern and southern Africa.

The Cretaceous sediments are overlain in the south and north-west by marine clays and sands of Tertiary age, and these are succeeded in the Chad basin by terrestrial and lacustrine sands and clays of Pleistocene age and by Pleistocene and later sediments in the coastal belt.

The Fluvio-Volcanic Series rocks occur in patches over the greater part of the Jos Plateau and form isolated hills to a height of 4,700 feet, whereas they are never found below 3,600 feet.

The succession is:

- (3) Later basalts.
- (2) Clays, sands, and basalts usually weathered to clay.
- (1) Tin-bearing sands and gravels.

The Fluvio-Volcanic Series is affected by normal faults and also by thrusts that locally have carried the gneiss up over the sediments; these faults are older than the later basalts. Quoting from Dixey's paper, pp. 301 and 302:—

“The age of the Fluvio-Volcanic Series is not known with certainty, but it is possible that a study of the associated erosion surfaces may throw further light on this question. It is of interest that the principal erosion surface of the plateau cuts across these beds and the underlying granite and gneiss at an elevation near 4,300 feet, and that it shows no appreciable change of level over distances of 30 miles or more. This surface has been eroded by a younger surface that descends gradually through wide gaps to the level of the great plain 1,500 feet below that surrounds the plateau for scores or hundreds of miles to the west, north, and east; to the south lies the Benue valley and its associated plains. Above the main plateau surface rise granite residuals bearing eroded remnants of a surface 1,000–1,200 feet higher. High-level erosion surfaces, commencing at about 4,500 feet, cut across the rocks of the Basement Complex at the Cameroons.

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

In their general relationships the 4,300 feet erosion surface, the older residuals resting upon it, and the surrounding younger surface, can be compared with the 4,000–4,500 feet Miocene peneplain of eastern and southern Africa, the pre-Miocene residuals resting upon it, and the Pliocene surface eroded at a level 1,000 to 2,000 feet below. If this comparison were justified, and at present there is no other evidence to support it, the Fluvio-Volcanic Series would be somewhat older than the Middle or Upper Miocene, and in this connection it is of interest that the Lower Miocene Beds of East Africa, older than the main peneplain, are similarly affected by thrusts.”

GOLD COAST

N. R. Junner (1940; 1946, pp. 49–53) describes the geological succession of the Gold Coast. Table XIII (Junner, 1940), gives the classification of the geological formations in descending order of age as follows:—

TABLE XIII

<i>Formation and age</i>	<i>Description</i>
TERTIARY TO RECENT	River, marine and lacustrine gravels, sands and clays, laterite, bauxite, surface ironstone and volcanic breccia and tuff.
APOLLONIAN (Cretaceous)	Shales, clays, sandstones, sands, gravels and limestone.
SEKONDIAN (Carboniferous)	Sandstones, grits, conglomerates, shales and mudstones, and rare limestone and siderite.
ACCRAIAN (Middle Devonian)	Sandstones, grits and shales.
VOLTAIAN (Silurian?) AND OTI	Sandstones, shales, grits, conglomerates, arkose, greywacke and impure limestone.
BUEM (Pre-Cambrian?)	Shale, sandstone, arkose, greywacke, limestone, conglomerate and tillite; lavas, agglomerates and tuffs.
AKWAPIMIAN (Pre-Cambrian?)	Quartzites, sandstones, shales, phyllites, schists and silicified limestone.
TARKWAIAN (Pre-Cambrian)	Quartzites, phyllites, grits and conglomerates.
UPPER BIRIMIAN (Pre-Cambrian)	Metamorphosed lavas, pyroclastic rocks and hypabyssal igneous rocks, subordinate phyllite, greywacke and schist.
LOWER BIRIMIAN (Pre-Cambrian)	Phyllites, schists, tuffs and greywacke.
ARCHAEAN	Gneisses and schists, many of which are rich in garnet, hornblende and biotite.

INTRUSIVE IGNEOUS ROCKS

BASIC INTRUSIVES	Gabbro, dolerite, epidiorite, norite, peridotite, pyroxenite, serpentine, etc.
NEWER GRANITE	Sodic hornblende-granite, granodiorite, diorite, porphyry, aplite and pegmatite.
OLDER GRANITE	Foliated granite and granodiorite, gneiss, pegmatite and aplite.

The following account is adapted from Junner's papers, from information supplied by T. Hirst and from the draft Stratigraphical Legend of Sheet IV of the International Geological Map of Africa dated August, 1947. In that draft legend which, however, had not then been discussed by all of the members of the Commission, the oldest rocks of the Gold Coast are arranged as shown below:—

Pre-Cambrian	Upper	Buem Akwapimian Tarkwaian
	Middle	Birimian
	Lower	Archaean Gneiss and Schist

The typical Archaean rocks are restricted to the south-east corner of the Gold Coast. They are gneisses, schists, and migmatites together with some quartzite and dolomitic marble. There are equivalent gneisses and schists in A.O.F., Sierra Leone, Togo, and in the Basement Complex of Nigeria.

Equivalent to the Birrimian of the Gold Coast are the "schistes et quartzites redressés" and the Birrimian greenstones and phyllite series of A.O.F., the Marampa schists and the Kambui schists of Sierra Leone, and the Legend of Sheet IV shows schists and quartzites of Nigeria also in this system.

Junner's account indicates that large batholiths of older granite and smaller masses of soda-rich granite, granodiorite, and porphyry (younger granite) are intrusive into the Birrimian. Both of these granites are older than the Tarkwaian. The earliest manifestation was the Cape Coast Granitic Complex consisting in the Cape Coast district of metamorphosed schist as well as granite; in the Nsawam-Mangoase-Tafo area it includes two or more distinct gneisses or granites with pendants of Birrimian schist or paragneiss; and in other districts it consists of batholiths, mainly of biotite-granite or gneiss, with large and small pendants of schist and surrounded by metamorphic aureoles. The Winneba-Wa type of porphyritic granite seems to be a part of the same phase. There are reasons for regarding the Dixcove granite as a younger phase of the same igneous activity, and geographically it is associated with Upper Birrimian rocks.

The main intrusions of hornblende-granite and porphyry were preceded by intrusions, from ultra-basic to basic in composition, as exemplified in the Axim district and the Bibiani Range, and followed by minor intrusions which became increasingly acidic. The gold mineralization of the country seems to be genetically connected with this granite and its offshoots. Practically all of the lode-gold and manganese deposits occur in the Birrimian.

Tarkwaian.—Junner says that this system in the Gold Coast includes 8,000 feet of arenaceous and argillaceous sediments with intrusive igneous rocks in the form of sills and dykes ranging from quartz-porphyry to norite. Gold is the principal economic mineral and some conglomerates contain diamonds.

These Tarkwaian rocks in the Gold Coast are in a syncline with Birrimian rocks on either side, and they have been folded along north-east lines similar to the Birrimian; metamorphism in the Tarkwaian generally is much less severe, but in one area the sediments have been converted into schists containing abundant staurolite, garnet, biotite, and kyanite. Junner remarks that the pre-Tarkwaian erosion was probably responsible for the concentration of gold in the Tarkwaian banket, of diamonds in the basal conglomerates (Kawere) and, in places, of manganese oxides from the lean Birrimian manganese formation.

On Sheet IV of the International Geological Map equivalent rocks in A.O.F. are also given the name Tarkwaian; they are the lowest member of the "series intermédiaires plissées."

Akwapimian and Buem.—Junner (1946, pp. 50–51) describes the Akwapimian rocks as quartzite, quartz-schist, phyllite, and sericite-schist forming the Akwapim-Togo-Atacora fold range stretching for 500 miles in a north-easterly direction from the coast to the Niger. They have been affected by isoclinal folding, and recumbent folds are common at the contact with the underlying granites and gneisses. The contact is often a low-angle thrust-plane.

The Buem formation occurs to the west of the Akwapimian and is separated from it by a zone of shearing and faulting. It consists of:—

Upper: Basalt, andesite, and trachyte.

Middle: Shale, limestone, tillite, conglomerate, and quartzite.

Lower: Shale, mudstone, and impure sandstone.

The Buem rocks are highly folded, but a little less so than the Akwapimian. Koert in 1910 suggested a Permo-Carboniferous age for the Buems, whereas Kitson and Robertson considered them equivalent to the Birrimian, but Junner says that these interpretations are now known to be incorrect. He says that the Buems are late Pre-Cambrian or early Cambrian. The Buem formation or system, with its tillite, may possibly be correlated with the Bunyoro Series of Uganda, and Junner has correlated it in part with the Kundelungu System of Central Africa, in both of which tillites occur.

On Sheet IV of the International Geological Map the Akwapimian of the Gold Coast the Atacora Series of A.O.F., and the "Série des Monts Togo" of Togo are different names applied to one continuous formation. The Buem is shown as equivalent to the Buem and Falémé Series of A.O.F.,

PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

and to the Rokell River Series of Sierra Leone. The Gold Coast Buem and the Togoland Buem are continuous.

Voltaian.—Junner says that the Voltaian System, the most extensive sedimentary formation in the Gold Coast, has been subdivided as follows:—

TABLE XIV

Upper Voltaian	{	Upper sandstones	700 feet
		Thin-bedded sandstones	400 feet
Lower Voltaian	{	Obosum beds — red and green arkoses and shales with Sang conglomerate and tillite, some limestone and sandstone	500 feet
		Oti beds — conglomerate, sandstone, shale and limestone	800 feet
		Basal sandstones	200 feet

The Sang conglomerate contains boulder-beds with striated pebbles which Junner is convinced are tillites and fluvio-glacial deposits. Hirst would prefer a threefold classification showing the Obosum beds as a separate Middle division because the conglomerates, with tillite, near the base of the Obosum beds can be traced almost in a complete circle well inside the outcrop of the Oti beds and the Upper Sandstones, which indicates that the basin was much smaller in Obosum times, and that it again increased in size in Upper Sandstone times. Moreover, totally different conditions of deposition, climate, etc., are indicated by different colourations of the beds of the two groups; the Oti beds are green to yellow weathering, whereas the Obosum beds weather purple, chocolate, and mauve.

Junner says that the Voltaian sediments are flat or slightly inclined except on their eastern margin where the Oti and Obosum beds are folded, probably due to the final movements connected with the folding of the adjacent Buem and Akwapimian rocks.

In the International Geological Map the Lower Voltaian System is dated within the unseparated periods of Cambrian and Silurian along with the Saionya Scarp Series of Sierra Leone, the Lower Voltaian of Togo, and with various formations in A.O.F. The Upper Voltaian is classed as possibly Devonian.

The most important mineral deposit in the Voltaian is the bauxite deposit at Mt. Ejuanema. Alluvial gold and diamonds have been found in some of the main rivers draining Voltaian rocks.

Accraian and Sekondian.—Junner (1946, p. 52) mentions narrow strips of Accraian (Devonian) and Sekondian (Carboniferous?) deposits as occurring along the coast near Accra and between Cape Coast and Dixcove. They are mainly of marine origin, but the basal beds of the Sekondian, west of Sekondi, contain an interesting boulder-bed underlain by crumpled varved shales, which is possibly of glacial origin.

In his written communication, Hirst says:

“If the Buem formation is regarded as in part Cambrian, the Oti beds may represent the Older Palaeozoic (Ordovician to Silurian). The strong lithological resemblances between the Obosum beds and the Sekondi and Elmina sandstones of the Sekondian, and the occurrence at the base of the Sekondian of a boulder-bed of possible glacial origin suggests that the Sekondian may represent a marine phase of the Obosum beds. Cox now regards the Sekondian to be more likely Devonian than Carboniferous, but the evidence is not yet conclusive. The Accraian is definitely Devonian.”

Cretaceous and Tertiary.—Junner says that a series of alternating sandy and clayey Upper Cretaceous sediments with pebbly beds and some limestone, more than 4,000 feet thick, extends inland for ten miles from the coast near the Ivory Coast frontier. They contain oil-bearing sands and oil-seepages, but oil in commercial quantities has not been proved to occur. Upper Cretaceous shales and limestones and Eocene limestones also occur in the Volta delta, resting on weathered granite. Deposits of laterite and bauxite capping high hills are Tertiary.

Pleistocene to Recent.—The volcanic crater in which Lake Bosumtwi is situated was formed probably in early Pleistocene times. There are terraced lacustrine deposits of clay, sand, and gravel.

Some mention should be made of erosion surfaces, or "peneplains," in the Gold Coast. The highest and oldest of these is probably early Tertiary in age. The surface is strongly lateritized where the composition of the underlying rocks is suitable, and all the economically important bauxite deposits occur on it. The plateau remnants at 1,400–1,700 feet in the Konkori and Gambaga highlands and the Shiene (Zabzugu) hills in the Northern Territories are part of it, and it is well-developed in places on the crest of the southern and eastern rims of the Voltaian basin. It occurs at 1,700–2,500 feet above sea-level on the tops of several mountains outside the southern rim of the Voltaian basin. The remnants of the surface are fairly flat for 40–80 miles south of the basin, and then descend to an altitude of about 1,000 feet at 30–40 miles from the coast line, indicating considerable warping of the surface.

A younger but widespread erosion surface is probably of middle or late Tertiary age. The dissected remnants of this surface rise inland from 150–200 feet above sea-level on the coast to 550–1,000 feet at the foot of the south-western rim of the Voltaian basin. Within the basin it is at a lower level due to subsequent upwarping between the coast and the rim of the basin, or possibly to downwarping within the basin. From an altitude of 350–400 feet in the southern part of the Afram Plains it rises gradually to between 650 and 800 feet in the country between Tamale, Karaga, Gushiago, and Yendi, and higher still at Sang and Patenga.

A terrace at 100–120 feet is prominent above the beds of the principal rivers in the Colony and Ashanti and in all parts of the Northern Territories. This suggests that this terrace is probably due to some condition which affected the whole of the Gold Coast, for example a period of increased rainfall and erosion. This terrace, and others at 60–70 feet, 30–40 feet, and 25 feet flanking the rivers of the Colony and visible around Lake Bosumtwi, together with marine terraces and wave-cut benches at comparable heights above mean sea-level, are probably connected with climatic changes in Pleistocene times.

Borings in the Volta, Den, and Ankobra rivers show that the beds of these rivers at up to 40 miles inland from the present coastline are 40–60 feet below sea-level. There is therefore evidence that sea-level in Pleistocene to Recent times has varied from at least 120 feet above its present level to at least 60 feet below it (Junner, 1940).

SIERRA LEONE

N. R. Junner and J. D. Pollet supplied notes about the geology of Sierra Leone from which Table XV and an explanatory account have been prepared.

Kasila Series.—A name proposed by Junner and Pollett for the belt of crystalline gneisses and schists running roughly parallel to the coastline of Sierra Leone, part of the "Older Gneisses and Schists" of Dixey. The belt extends from Liberia to French Guinea. The rocks include hornblende-schists and gneisses, usually rich in garnet, pyroxene-gneiss, and granulite, garnetiferous biotite-gneiss, quartzite, banded quartz-magnetite rock (banded ironstones), feldspathic gneiss, and a leucocratic granulite containing graphite and spessartite garnet. They are intruded by granite which in places forms composite gneisses with them. They are also cut by veins of leucocratic granite, muscovite- and tourmaline-pegmatites, and quartz, as well as by dykes of dolerite. No mineral deposits of economic importance have been found connected with these rocks, but low-grade manganese ore and graphite occur together in a residual weathered capping of a light coloured garnetiferous granulite. Some gravels contain local concentrations of zircon and monazite.

Kambui Schists.—A name proposed by Junner for that part of Dixey's "Older Gneisses and Schists" not included in the belt of crystalline gneisses and schists now known as the Kasila Series. The chief rock types are amphibolites and hornblende-schists (usually not garnetiferous), serpentines, talc-schists, chlorite-schists, actinolite-schists, tremolite-schists, anthophyllite-schists, and quartzites, conglomerate, quartz-magnetite schists (banded ironstones), and mica-schists. They represent the roots of the old land crust into which the granite was intruded. They occupy the upper parts of the

TABLE XV

Recent to Tertiary	Alluvium, estuarine swamps, beaches, etc. BULLOM SERIES. Coastal belt of sediments consisting of sands, clays and beds of lignite. X-----unconformity-----X
Post-Silurian	GABBRO AND NORITE OF COLONY, and possibly the dolerite sheets and dykes in Saionya Scarp Series and dolerite dykes of S.E. Sierra Leone and elsewhere.
Devonian to Ordovician	SAIONYA SCARP SERIES. Arkoses, grits, shaly sandstones, grey and greenish-grey shales. Identical with Grés silicieux horizontaux of French Guinea, which range in age from Devonian to Ordovician. X-----unconformity-----X
Pre-Silurian, perhaps Upper Pre-Cambrian	ROKELL RIVER SERIES X-----unconformity-----X
Pre-Cambrian	Granites, gneisses, etc. MARAMPA SCHISTS KAMBUI SCHISTS KASILA SERIES

Kambui, Nimi, Gori, and Kangari hill ranges, and of the Sula Mountains. Other important outcrops occur to the north of the source of the River Niger, in the Lokko Hills, and to the east of the Saionya Scarp. Smaller blocks and masses occur included in the granite in many other parts of Sierra Leone, excepting the high plateau country. The Kambui Schists probably represent more than one formation. The presence of a conglomerate bed in the rocks forming the southern end of the Sula Mountains lends weight to this view. It is assumed from their character that the Kambui Schists are younger than the rocks forming the Kasila Series but they are nowhere in contact.

These rocks are intruded by, and are therefore earlier than biotite-granite, muscovite-granite, various tourmaline- and muscovite-pegmatites, quartz veins, and dykes of dolerite. They provide most of the economic mineral deposits of the country. Of these the chromite deposits occur associated with serpentines. The Tonkolili haematite iron ore deposits are a residual enrichment deposit formed by the lateritization of the banded ironstones. The alluvial gold deposits are probably derived from zones mineralized by the granite. Other minerals of unproved economic value associated with the schist-granite area are molybdenite, cassiterite, wulfenite, native copper, ilmenorutile, columbite-tantalite, and corundum.

The Marampa Schists.—The name given by Junner to the schists originally classified by Dixey as a metamorphosed phase of the Rokell River Series. They include quartz-schist, sericite-quartz-schist, muscovite- and sericite-schist, biotite-schist, haematite-schist, and phyllite, and on their eastern margin a persistent puckered and contorted green and white chlorite and sericite-quartz-schist.

These rocks are intruded by the granite whereas the rocks of the Rokell River Series rest unconformably on the granite. These schists are also intruded by quartz veins and dykes of dolerite. The haematite-schist persists in a steeply dipping band for about 12 miles to the north and north-north-west of Lunsar, and again for some 10 miles on the same direction of strike $1\frac{1}{2}$ miles to the west of Kukuna. In Sierra Leone a flattening accompanied by much puckering of this band has given rise to the

Marampa haematite deposits. A similar but apparently smaller deposit has been found recently in French Guinea about three miles from Kukuna.

Rokell River Series.—The name given by Dixey to a series of cleaved and folded sedimentary rocks, including mudstones, shales, quartzites, and sandstones, in the upper part of which is developed a thick series of volcanic rocks, including lavas, tuffs, and ashes. The outcrop extends from French Guinea into Sierra Leone between the towns of Saionya and Kukuna in a south-south-easterly direction to south of Bumpe on the Tabe River. No fossils have been found. The series is overlain with marked unconformity by rocks of the Saionya Scarp Series believed to be of Silurian age. It yields no mineral deposits of economic value. Its shales and mudstones could be used for brickmaking.

The horizontally bedded conglomerates, containing pebbles of the old schists, and arkoses occurring between Laminaia and the junction of the Little Skarcies and Mabole Rivers, thought by Dixey to be the basal conglomerate of the Rokell River Series, have been classified tentatively under the Saionya Scarp Series. They are separated by outcrops of granite from the other rocks of this series and their age is still a matter of conjecture.

Saionya Scarp Series.—No minerals of economic value have been found associated with these rocks.

Gabbros and Norites.—The gabbro and norite complex of the Colony peninsula may have been formed at the same time as the sheets of dolerite which are intrusive into the Saionya Scarp Series and of the swarms of dolerite dykes in the south-east part of Sierra Leone and elsewhere, and of small intrusions of gabbro near Sango and at Juring on the coast near the Liberian frontier.

Platinum, ilmenite, and titano-magnetite deposits are associated with anorthosite rocks in the Colony gabbro complex.

Bullom Series.—A name proposed by Junner for the sediments comprising the coastal belt of Sierra Leone averaging about 25 miles in width. In general they consist of beds of red or buff-coloured sands and white and mottled clays, resting on beds of carbonaceous clay which occasionally give place to seams of lignite.

No mineral deposits apart from lignite and clays for brick or pottery making are associated with them.

REFERENCES

- DAVIES, K. A. 1939. The Glacial Sediments of Bunyoro, N.W. Uganda. *Bull. Geol. Surv. Uganda*, 3.
 ——— and BISSET, C. B. 1947. The Geology and Mineral Deposits of Uganda. *Bull. Imp. Inst.*, 45, pp. 161–180.
 DIXEY, F. 1945. Nigeria, Geology and Mineral Resources. *Bull. Imp. Inst.*, 43, pp. 300–316.
 JACOBSON, R., and WEBB, J. S. 1946. Pegmatites of Central Nigeria. *Bull. Geol. Surv. Nigeria*, 17.
 JUNNER, N. R. 1940. Geology of the Gold Coast and Western Togoland. *Bull. Geol. Surv. Gold Coast*, 11.
 ——— 1946. Progress in geological investigations and mineral developments in the Gold Coast. *Bull. Imp. Inst.*, 44.
 MACGREGOR, A. M. 1947. An Outline of the geological history of Southern Rhodesia. *Bull. Geol. Surv. S. Rhod.*, 38.
 ROBERT, M. 1944. Contribution à la Géologie du Katanga (Kibaras System and Basement Complex). *Comité Spécial du Katanga, Pub. Rel. Carte Katanga*, op. 12, 91pp.
 STOCKLEY, G. M. 1943. Pre-Karoo Stratigraphy of Tanganyika Territory. *Geol. Mag.*, 80, pp. 161–170.
 ——— 1947. New Coal Discoveries in Tanganyika. *Mining Mag.*, 76, pp. 330–8.
 DU TOIT, A. 1939. *The Geology of South Africa*.

CARTE GÉOLOGIQUE DU KATANGA MÉRIDIONAL

M. DUBOIS, Directeur du Service Géographique et Géologique du Comité Spécial du Katanga, présente la Carte Géologique du Katanga Méridional au 1/1.000.000 levée et établie d'après les travaux effectués par le Service Géographique et Géologique du C.S.K., ainsi que ceux du Service des Mines du C.S.K. et du Service Géologique de l'Union Minière du Haut-Katanga.

La légende comporte:

Alluvions

Terrains superficiels et formations rapportées au Système du Kalahari

SYSTÈME DU LUALABA-LUBILASH: { Série supérieure
Série de la Lukuga

Discordance ~~~~~

SYSTÈME DU KUNDELUNGU: { Série supérieure { Petit conglomérat
Série inférieure {

Grand conglomérat

SYSTÈME SCHISTO-DOLOMITIQUE

Discordance ~~~~~

SYSTÈME DES KIBARA: { Série supérieure K2
Série inférieure K1

Discordance ~~~~~

COMPLEXE DE BASE: { Système supérieur
~~~~~  
Système inférieur

Roches granitiques et porphyres

Pipes diamantifères

Brèches



# A COMPARISON OF THE GEOLOGY OF NORTHERN AND SOUTHERN RHODESIA AND ADJOINING TERRITORIES

By A. M. MACGREGOR

Southern Rhodesia

## ABSTRACT

The territories concerned consist mainly of Pre-Cambrian and perhaps unfossiliferous lower Palaeozoic rocks, which present especial problems in correlation. Ambiguity has been introduced by the use of terms such as "Basement" in various senses; certain landmarks, however, stand out clearly.

The very ancient rocks which contain the primary gold deposits, the Primitive Systems of the Union of South Africa, the Bulawayan and Shamvaian systems of Southern Rhodesia, and the Nyanzian and Kavirondian of Tanganyika, display a remarkable similarity. In Northern Rhodesia similar rocks seem to be present but they have received little attention.

In East Africa these rocks are overlain by thick quartzitic sub-aqueous sediments grouped as the Muva-Ankolean system, which is also strongly developed in Northern Rhodesia and Nyasaland, but is doubtfully present in Southern Rhodesia. In the Union the Witwatersrand and perhaps the Ventersdorp systems occupy a corresponding stratigraphic position.

Guernsey's correlation of the Lusaka and Broken Hill series with the Bwana Mkubwa simplifies the geology of Northern Rhodesia and permits the Transvaal, Lomagundi, Bwana Mkubwa and Schisto-Dolomitique, of the Union, Southern and Northern Rhodesia and the Congo Belge respectively, to be correlated with considerable confidence. Robert's abandonment of the Katanga system and elevation of the Schisto-Dolomitique and Kundelungu to the independent rank of systems is also very helpful. In the Zambezi valley the Lomagundi system is involved with older rocks in a belt of high metamorphism comparable in grade with that which distinguishes the "Basement" (formerly Lower Basement) of Tanganyika. In that territory no rocks similar to the Lomagundi-Bwana Mkubwa in its less altered form have been described.

The fourth major stratigraphic group comprises the Waterberg-Matsap of the Union, the Umkondo of Southern Rhodesia, the Kundelungu of Northern Rhodesia and the Congo, and the Bukoba of East Africa. These rocks have suffered only slight alteration and are probably late Pre-Cambrian or perhaps early Palaeozoic in age.

The younger, fossiliferous rocks present no particular problems.

**A** SUMMARY of the Geology of Southern Rhodesia has recently been published by the writer (Macgregor, 1947), who has now had the opportunity to read the draft of a report by Dr. T. D.

Guernsey on the geology of the Concession Areas of Northern Rhodesia for publication by the Imperial Institute, as well as longer unpublished reports by that author (Guernsey, 1940) on the same subject and by Dr. B. B. Brock (Brock, 1940) on the copper field. Unfortunately the writer has had no opportunity to study the Northern Rhodesian rocks on the ground.

Economic considerations have caused the light of investigation to be focused on different geological subjects in the two territories. In Southern Rhodesia the principal minerals are the gold, asbestos and chrome in the ancient rocks of the Basement Complex, but in the Northern Colony the copper, cobalt, lead, zinc and vanadium occur in the younger Pre-Cambrian Bwana Mkubwa formation which rests unconformably upon the older rocks. The geological work, therefore, is complementary, but offers little scope for comparative study.

The attached table gives the writer's suggested correlation for the geological formations in Northern and Southern Rhodesia and some adjacent territories.

It will be seen that in Africa the word Basement in the form Basement Complex, Basement Schists or Basement System has been used in various senses. In Southern Rhodesia it has been used for the rocks older than the systems Lomagundi and Bwana Mkubwa which are believed to be equivalent. North of the Zambezi Lower Basement is used for the rocks equivalent to the gold-bearing formations of Southern Rhodesia, and Upper Basement for Muva-Ankolean which has not been definitely

recognized south of the river. In East Africa, however (Stockley, 1943) Basement System is used for rocks supposed to be older than the gold-bearing formations which are very closely comparable with those of Southern Rhodesia.

*The Basement Complex* in Southern Rhodesia consists of masses of granite of various ages enclosing with intrusive contacts older rocks which have been classified as belonging to three supracrustal systems. The second of these systems named the Bulawayan system is the most widespread and distinctive, and is composed mainly of intermediate and basic volcanic rocks which show pillow structure at various horizons throughout the Colony. The third, or Shamvaian system is composed essentially of feldspathic sediments with a characteristic scarcity of quartzites, shales or limestones. The two systems are folded together in deep synclines.

In his work Guernsey distinguishes between what he calls lower and upper Basement. His description of the Lower Basement justifies his correlation of it at least in part as equivalent to the gold-belt formations (Bulawayan and Shamvaian systems) of Southern Rhodesia in so far as volcanic rocks, some with pillow structure, and arkoses are concerned, but the presence of graphite which he mentions as characteristic is anomalous.

*Muva-Ankolean.*—Guernsey writes: "The Upper Basement consists essentially of thick alternating beds of arenaceous and argillaceous sediments. The former are invariably quartzites or quartz-schists which in contrast to the arenaceous members of the other system are remarkably pure. The latter may occur as shales, phyllites, slates or mica-schists. Due to their resistant nature the quartzites are the most prominent members. It is these rocks which form the majority of the more imposing hill ranges on the plateau . . . Almost without exception any large area of massive quartzite may be safely assigned to that Division." He further records that near the south end of the Katanga pedicle the Upper Basement overlaps successive members of the Lower, and that similar relations occur in the area between the Lunsemfwa and the Zambezi rivers (Guernsey, 1940).

Quartzites and quartz-schists appear from beneath younger formations in the vicinity of the copper mines as isolated hills set in a floor of schists and granites. These are the "Muva schists" described by Gray and have become a type locality for the Muva-Ankolean. There seems to be no reason to question the correlation.

In the central plateau of Southern Rhodesia no formation is known which resembles the quartzitic Muva-Ankolean system. The scarcity amounting almost to absence of quartzites among the dominantly feldspathic Shamvaian sediments had already been observed. There remains, however, the quartzitic mass which forms the Chimanimani Mountains on the eastern border near Melsetter. These rocks which the late H. B. Maufe called the Frontier system (Maufe, 1924) occupy about 100 square miles in Southern Rhodesia but they are known to extend over a wider area in Portuguese East Africa (Thiele and Wilson, 1915, p. 28). Unfortunately the quartzites have received very scanty attention from Rhodesian geologists. It is also possible that the Muva-Ankolean may be represented by the garnetiferous paragneiss of the Wankie Tinfield in the western part of the Colony.

*Ventersdorp-Deweras.*—Underlying the Lomagundi system in the restricted older sense but divided from it by a distinct angular unconformity there is a series of volcanic rocks associated with conglomerates and arkoses which in respect of the nature of the volcanic rocks resemble the Ventersdorp of the Transvaal. As these rocks appear to be part of the same geosynclinal group as the overlying Lomagundi beds they were included by the writer in his recent summary as a basal series of the Lomagundi system. Nothing comparable to these rocks is distinguished by Guernsey in Northern Rhodesia, but they may be present in the lower part of the Bwana Mkubwa system.

Since the above was written the paper by J. H. M. McNaughton has come to hand. His opinion that the Deweras series represents the Muva must be seriously considered.

*Bwana Mkubwa and Lomagundi systems.*—Guernsey in his reports retains the term Katanga system to include the Bwana Mkubwa and Schisto-dolomitique as a lower series, and the Kundelungu as an upper series. Maurice Robert in his more recent work has abandoned this classification and elevated



the Schisto-dolomitique and Kundelungu independently to the rank of systems. The writer considers this a progressive move and adopts it in this note.

The correlation, Transvaal-Lomagundi-BwanaMkubwa-Schisto-dolomitique, has generally been accepted, and is not questioned by the writer. These rocks rest with marked unconformity on older formations and are alike in their lithological characters, notably the presence of thick dolomites and sometimes limestone. The inclusion of the Broken Hill and Lusaka formations by Guernsey as Bwana Mkubwa makes the correlation of the geology of south central Africa very much simpler.

The Lomagundi, system exclusive of the Deweras, consists as typically developed west of Sinoia of two series, the lower arenaceous series consisting of quartzite with lenticular masses of dolomite and some sandy shales. Around these lenses there is frequently a transition zone of sandy dolomite which weathers to a porous sandstone. The series itself seems to be lenticular and thins westwards and northwards. The upper series is mainly argillaceous and is notable for the high content of carbonaceous matter in the form of fine-grained earthy graphite.

The Lusaka series, which is regarded by Guernsey as the southern facies of the Bwana Mkubwa system, consists of a limestone member in the middle overlying shales, feldspathic quartzites, etc. below, and succeeded by quartzites, argillaceous quartzites, phyllites and black shales, all more or less calcareous. Some black carbonaceous shales at the base of the upper division are persistent and characteristic. The lower division may represent the Deweras.

The relation between the Lusaka series and the Lomagundi system as mapped independently on the two sides of the Zambezi and shown in the sketch map (Fig. 1) supports the correlation of the two formations one with the other. The subject of metamorphism will be discussed in a later paragraph. It is sufficient to note here that the metamorphism of these strata increases progressively from both sides towards the Zambezi river, suggesting a belt of post-Lomagundi diastrophism approximately along the line of the Zambezi rift.

The Nachipere series in southern Nyasaland (Dixey, 1928, p. 10) may be provisionally correlated with the Lomagundi on account of the presence in both of limestones and graphitic beds.

*Basic intrusions.*—The amazing similarity between the rocks, particularly along the platiniferous horizon, of the Bushveld Complex which is intrusive into the Transvaal system, and the Great Dyke of Southern Rhodesia allows no doubt of their genetic connexion and approximate contemporaneity. The Great Dyke does not penetrate the Lomagundi strata but it enters the metamorphic belt with no recorded evidence of alteration. Moreover its horizontal structure in longitudinal section except at the extreme north end where it plunges downwards on the line of post-Karoo rift movements indicates that it has undergone very little disturbance since its consolidation. It is, therefore, presumably of post-metamorphic age.

In his unpublished report Brock records as follows: "Gabbro in the form of sills outcrops prolifically in small patches throughout the areas underlain by Middle and Upper Bwana. It occurs less frequently in the Basement series, and rarely is it seen in the Lower Bwana. It must break through the Lower Bwana somewhere but because of its absence on the surface it is presumed that it found its way through troughs in the synclines. Gabbro boulders are reported in the Kundelungu basal conglomerate, but there is also some gabbro of post-Kundelungu age."

*The Umkondo and Kundelungu systems.*—The correlation of the Umkondo system with the Waterberg system of the Transvaal has not within the writer's knowledge been seriously questioned in any quarter. There are, however, differences which may be well to mention, notably the presence of limestone near the base of the Umkondo and the general grey or yellow colour of the overlying sediments. Red and purple beds occur, but they are not dominant as they are said to be in the Waterberg system. The Waterberg rests unconformably upon the Bushveld complex and the Umkondo does the same on the charnockitic rocks of the Sabi valley and the metamorphic Lomagundi in the Zambezi valley.

The Kundelungu rests unconformably upon the Bwana Mkubwa system in Northern Rhodesia and an unconformity is now stated to be present between it and the schisto-dolomitique in Katanga. It is



|                  | Union of South Africa                                                             | Southern Rhodesia                                        | Zambezi Valley                                    | N. Rhodesia                                          | Katanga               | Nyasaland                            | Tanganyika Territory     |                 |
|------------------|-----------------------------------------------------------------------------------|----------------------------------------------------------|---------------------------------------------------|------------------------------------------------------|-----------------------|--------------------------------------|--------------------------|-----------------|
| Quaternary       | Kalahari<br>Marine Coastal                                                        | Kalahari                                                 |                                                   | Kalahari                                             | Kalahari              |                                      |                          |                 |
| Tertiary         |                                                                                   |                                                          |                                                   |                                                      |                       |                                      |                          |                 |
| Cretaceous       | Marine Coastal and<br>Terrestrial beds                                            | Terrestrial                                              | Terrestrial                                       | Terrestrial                                          |                       | Terrestrial                          | Marine                   |                 |
| Jurassic         | Volcanics and<br>Intrusions<br>Karoo System                                       |                                                          |                                                   |                                                      |                       |                                      | Jurassic                 |                 |
| Triassic         |                                                                                   |                                                          |                                                   |                                                      |                       |                                      |                          |                 |
| Permian          |                                                                                   | Volcanics and<br>Intrusions<br>Karoo                     | Karoo                                             | Karoo                                                | Karoo                 | Karoo                                | Karoo                    |                 |
| Carboniferous    |                                                                                   |                                                          |                                                   |                                                      |                       |                                      |                          |                 |
| Devonian         | Cape System                                                                       |                                                          |                                                   |                                                      |                       |                                      |                          |                 |
| Lower Palaeozoic | {<br>Waterberg-Matsap<br>Nama<br>Bushveld Complex                                 | Umkondo                                                  | Umkondo                                           | Granite                                              | Kundelungu            | Kundelungu                           | Bukoba                   |                 |
|                  |                                                                                   |                                                          |                                                   | Gabbro                                               |                       |                                      |                          |                 |
|                  |                                                                                   |                                                          | Great Dyke                                        | Diastrophism                                         |                       |                                      |                          |                 |
|                  |                                                                                   |                                                          | Granite                                           |                                                      |                       |                                      |                          |                 |
| Pre-Cambrian     | {<br>Transvaal System<br>Pretoria<br>Dolomite<br>Black reef<br>Ventersdorp System | Lomagundi System                                         | {<br>Argillaceous<br>Arenaceous<br>Deweras Series | Bwana Mkubwa<br>(Broken Hill and<br>Lusaka)          | Schisto-<br>dolomitic | Nachipere<br>and graphitic<br>gneiss |                          |                 |
|                  |                                                                                   | Chimanimani<br>Quartzite<br>"Frontier System"            |                                                   |                                                      |                       |                                      |                          |                 |
|                  |                                                                                   | Granite                                                  |                                                   |                                                      |                       |                                      |                          |                 |
|                  |                                                                                   | Shamvaian System<br>Bulawayan System<br>Sebakwian System |                                                   |                                                      |                       |                                      |                          |                 |
|                  | Witwatersrand<br>System                                                           |                                                          | Charnockitic gneiss                               | Granite<br>"Upper Basement"<br>(= Muva-<br>Ankolean) | Kibari-Urundi         | Mafingi and<br>Naminjali             | Muva-Ankolean            |                 |
|                  | Primitive<br>Systems                                                              |                                                          |                                                   | {<br>"Lower Base-<br>ment"                           |                       |                                      | Kavironidian<br>Nyanzian |                 |
|                  |                                                                                   |                                                          | Sabi Limpopo Charnokites                          |                                                      |                       |                                      |                          | Basement System |

not improbable that this formation covered a greater length of time than the Umkondo which may be equivalent to the upper part of the Kundelungu.

*Karoo strata* call for little comment. In many parts their age is determined palaeontologically and lithological characters make their recognition easy. In the western part of Southern Rhodesia an unconformity between the Lower Beaufort and the Stormberg allows the Permian and Triassic to be mapped separately. For the purposes of a 1/5,000,000 map, subdivision of the Karroo otherwise than between sedimentary and volcanic rocks appears to be generally inadvisable since the local subdivisions do not fall readily into the standard geological classification.

*Cretaceous beds* have been found and mapped (Dixey, 1937) in the Luangwa valley and are believed to occur in the Zambezi valley in Southern Rhodesia but they have not been mapped in detail. Their location is approximately known and considering the generalization which is necessary in a small scale map it may be possible to show the larger masses with approximate accuracy. This will not involve an additional colour as rocks of this age cover wide areas in Portuguese East Africa and elsewhere.

*The Kalahari beds* present no difficulties for a very small scale map since problems of age and subdivision do not necessarily arise.

#### THE SIGNIFICANCE OF METAMORPHISM

In Southern Rhodesia the gold-field of the central plateau is characterized by a very low grade of metamorphism with carbonate-sericite-chlorite assemblage, or uraltic hornblende with rarely chistolite as the common products. Proceeding northwards from Salisbury or south-eastwards from Bulawayo the grade of the metamorphism increases steadily. Along the Zambezi valley in the north and in the south-eastern corner of the Colony from the Limpopo Bridge eastwards there are belts of very high grade metamorphism with characteristic hypersthene and other pyroxenes, sillimanite and garnets, in granulites and gneisses. In the lower Sabi valley coarsely crystalline banded ironstone and pyroxenite point to gold-belt rocks being involved in the metamorphism although workable gold deposits have not been found.

The age of the Limpopo-Sabi metamorphism is not easy to fix. No sedimentary formations younger than the basement complex and older than the Umkondo are known on the northern side. On the southern side the nearest Transvaalian rocks are 100 miles away and the Witwatersrand and Ventersdorp systems are still further afield. Coarsely crystalline limestones and sillimanite occur near Beitbridge on the Limpopo river, but it is not known whether the deposits are large or small.

The metamorphism of the Lomagundi system from its southern extremity to the neighbourhood of Sinoia is very low, but it increases gradually northwards.

Garnets appear as minute crystals, and become larger and more abundant as they are followed in that direction. In the Miami mica field almandine and staurolite are abundant and large, and are succeeded further north by sillimanite and pleochroic hypersthene. No abrupt change in the nature of the rocks has been observed at any point. This important fact was recorded by the late H. B. Maufe (Maufe, 1920) and has subsequently been supported by observations of other Rhodesian geologists. Detailed mapping of this area awaits aerial photography which is on the programme for 1948, and is expected to put the question of continuity beyond any shadow of doubt.

In his unpublished report on the geological work in the Rhodesia Minerals Concession Dr. T. D. Guernsey writes:—

“South of the Kafue River the Series (Lusaka Series) is . . . again well developed in the Mazabuka District, emerging from beneath the alluvium of the Kafue Flats and striking southeastward across the 16th parallel. As near Lusaka, the Upper formation has suffered erosion but north of the railway line between Mazabuka and Nega Nega, a regional plunge to the northwest has preserved argillaceous graphitic and ferruginous slaty schists and phyllites and a persistent bed of feldspathic, magnetite-bearing quartzite near the top of the limestone. The limestone is again well exposed over a considerable area and appears to decrease in thickness to the southeast. Beneath it there is generally

#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

a transition zone of interbedded shales and shaly limestone followed by more argillaceous types, now metamorphosed to phyllites and biotite-schists carrying andalusite, staurolite and garnet. The lowest member noted is a quartzite about 200 feet thick."

This area is in approximately direct prolongation of the strike of the Lomagundi beds across the Zambezi river. (Fig. 1.)

The western continuation of the Zambezi metamorphic belt is largely hidden beneath younger rocks, but it may be represented in the garnetiferous gneisses of the Wankie tin-field.

Eastward however it is easy to follow. The intermediate zone with marketable mica is present in the lower Mazoe valley near the Portuguese border, and more highly metamorphic rocks occur in the Zambezi valley in Portuguese East Africa.

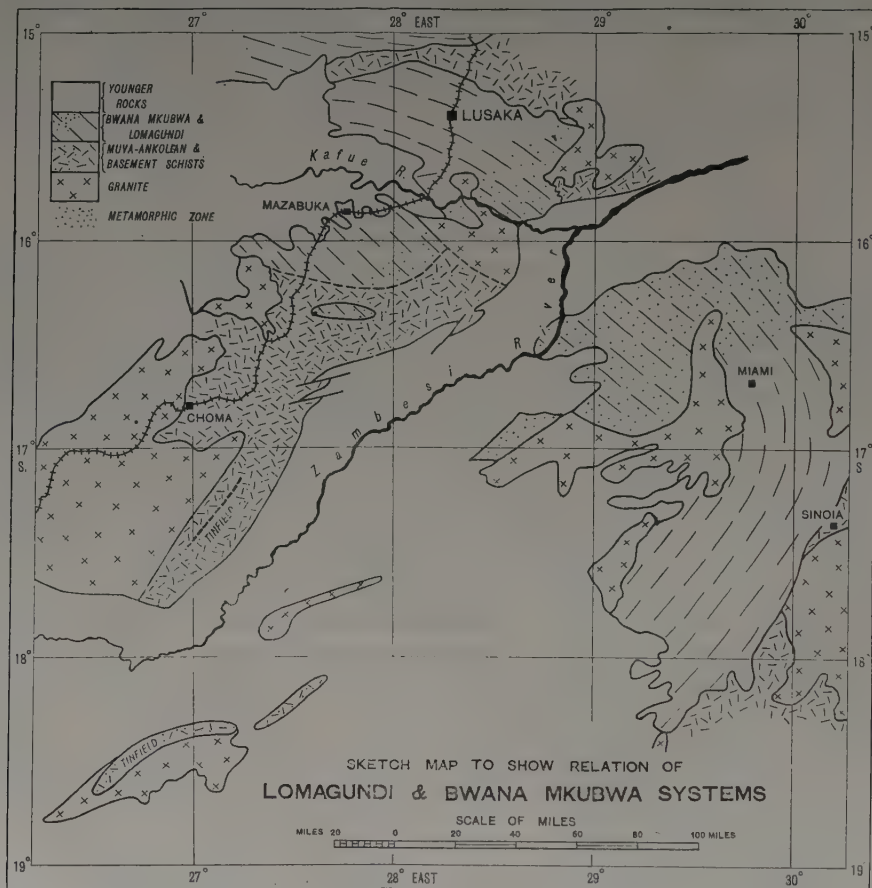


FIG. 1.

Passing eastwards from the Rhodesias into Nyasaland a dominant stratigraphic landmark is the Mafingi series in the north which was correlated as an integral member of the Muva-Ankolean. Dixey's description suggests that this mainly quartzitic series becomes involved in metamorphism (Dixey, 1928) both eastwards and southwards.

The resemblance of the Nachipere series of the southernmost part of Nyasaland to the Lomagundi system has been mentioned above. Further north in the country stretching about 200 miles north-westwards from Blantyre graphitic gneiss and crystalline limestone are described (Andrew and Bailey, 1910, p. 193) as forming a large tract of country. The association of limestone and graphite is again very suggestive of the Lomagundi system, and indicates a continuation of the belt of metamorphism.



through central Nyasaland. Crystalline limestones in gneiss are also described in the area stretching westwards for 200 miles from the Port of Mozambique (Holmes, 1918). In this area the metamorphic rocks appear to merge with those called Basement system (formerly Lower Basement) of Tanganyika.

The similarity between the gold-belt formations of Tanganyika Territory, the Nyanzian and Kavirondian systems (Stockley, 1943) and the Bulawayan and Shamvaian systems of Southern Rhodesia (Macgregor, 1947) both in regard to the nature of the rocks and the low metamorphic state is very remarkable. The histories of these goldfields must have been very similar. Each goldfield however is a shield partially surrounded by zones of high grade metamorphism. In Tanganyika and Kenya the metamorphism is believed to be older than the gold-bearing formations, and in Rhodesia it is considered younger.

## REFERENCES

- ANDREW, A. R., and BAILEY, T. E. G. 1910. The Geology of Nyasaland. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 116, pp. 189-251.
- BROCK, B. B. 1940. *Final Report on the Geology and Mineral Resources of the Rhokana Concession, Northern Rhodesia*. Unpublished, seen by courtesy of the Resident Director, B.S.A. Co. Ltd.
- DIXEY, F. 1928. *Annual Report of the Geological Survey Department for 1928, Nyasaland Protectorate*.
- 1937. The Geology of the Upper Luangwa Valley, North-eastern Rhodesia. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 93, pp. 52-67.
- GUERNSEY, T. D. 1940. *Geology of the Concession Areas of the Loangwa Concession (N.R.) Ltd. and Rhodesia mineral Concessions Ltd.* Unpublished, seen by courtesy of the Resident Director, B.S.A. Co. Ltd.
- 1940. *Provisional outline of the Geological Features of Northern Rhodesia*. In the press.
- HOLMES, A. 1918. The Pre-Cambrian and Associated rocks of the District of Mozambique. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, 74, pp. 31-96.
- MACGREGOR, A. M. 1947. Outline of the Geological History of Southern Rhodesia. *Geol. Surv. S. Rhod. Bull.*, 38.
- MAUFE, H. B. 1920. The Geology of the Lomagundi Mica Deposits. *Geol. Surv. S. Rhod. Short Report No. 10*.
- 1924. An outline of the Geology of Southern Rhodesia. *Geol. Surv. S. Rhod. Short Report No. 17* and revised *Short Report No. 24*.
- STOCKLEY, G. M. 1943. Pre-Karoo Stratigraphy of Tanganyika Territory. *Geol. Mag.*, 80, pp. 161-170.
- THIELE, E. O., and WILSON, R. C. 1915. Portuguese East Africa between the Zambezi River and the Sabi River. *Geogr. Journ.*, 45, pp. 16-39.

# CARTE GÉOLOGIQUE DE L'ANGOLA

## (Notice Explicative)

Par F. MOUTA

Portugal

### RÉSUMÉ

La Carte Géologique de l'Angola, provisoire, à l'échelle 1/4.000.000, a été dressée spécialement, pour la minute de la Feuille n° 5 de la Carte Géologique Internationale de l'Afrique, présentée au Congrès de Londres (XVIIIe Session) par l'Association des Services Géologiques Africains.

La base fondamentale de cette carte est encore celle qui a été publiée en 1933, par le Ministère des Colonies, à Lisbonne, modifiée par tous les travaux postérieurs, soit des "Serviços de Geologia e Minas" de la Colonie, soit exécutés par d'autres investigateurs.

Toutes ces ressources sont décrites en détail par l'auteur.

Les formations géologiques sont groupées comme suit:

(1) *Complexe de Base.*

(2) *Système de Oendolongo.*

(3) *Système du Bembe.*

(I) *Série schisto-calcaire.*

Congo Occidental-Haut Zambèze-Sud de l'Angola.

(II) *Série schisto-gréseuse.*

Congo Occidental-Haut Zambèze.

(4) *Système du Karroo.*

(I) *Série de Lunda* (Étage inférieur).

(II) *Séries de Cassanje et de Lutôe.*

Série de Cassanje:

Étage supérieur-Couches à *Estheria mangaliensis* et *Estheriella moutai*.

Étage moyen et inférieur (seulement dans la plaine de Cassanje).

Série de Lutôe: Étage inférieur (schistes noirs de Lunda et conglomérat (tillite) de Lutôe et Lui (plaine de Cassanje).

(5) *Système du Kalahari.*

(6) *Formations côtières.*

(I) *Couches de Dondo.*

(II) *Crétacé.*

(III) *Tertiaire.*

(IV) *Formations récentes.*

(7) *Roches éruptives.*

(I) *Crétacées ou post-crétacées.*

(II) *Post-permiennes.*

(III) *Anté-permiennes.*

(IV) *Anté-cambriennes.*

La Carte Géologique de l'Angola, provisoire, à l'échelle 1 : 4.000.000, a été dressée spécialement pour la minute de la feuille n° 5 de la Carte Géologique Internationale de l'Afrique, qui doit être présentée au prochain Congrès de Londres (XVIIIe Session) par la Commission chargée de sa publication.

La base fondamentale de cette carte est encore celle qui a été publiée, en 1933, par le Ministère des Colonies, à Lisbonne, à peine modifiée par les travaux postérieurs, soit des "Serviços de Geologia e Minas" de la Colonie, soit par des travaux exécutés ou publiés par d'autres investigateurs.

Malgré l'imprécision des limites des formations, la carte provisoire représente une nouvelle étape, surtout pour les régions du Nord (Congo Occidental) et du Sud de la Colonie.

## MOUTA: CARTE GÉOLOGIQUE, ANGOLA

Les travaux utilisés sont ensuite énumérés pour l'extension des aires et les modifications qu'ils ont apportées à la carte primitive.

La légende stratigraphique est celle qui a été adoptée à la Réunion des Géologues du Congo Occidental, à Léopoldville, en décembre 1945, dont les conclusions et voeux ont été approuvés par le Ministère des Colonies du Portugal.

### PUBLICATIONS ET RAPPORTS UTILISÉS

- (1) *Carte Géologique de l'Angola—Notice explicative.*—F. Mouta et H. O'Donnell. Ministério das Colonias, Lisboa, 1933. Carte 1/2.000.000.

Cette carte reste valable, pour toutes les régions où il n'y a pas de modifications provenant de travaux postérieurs; seule la légende est adaptée à celle de la Réunion de Léopoldville.

- (2) *Geology of South-West Angola between Cunene and Lunda axis.*—P. C. W. Beetz. *Trans. Geol. Soc. of South Africa*, Vol. XXXVI, 1934.

Dans la région comprise entre la frontière Sud (R. Cunene), Océan, parallèle 14° L.S. et le méridien 14° L.W., ce travail a permis des modifications remarquables, surtout observables sur la carte 1/500.000 qui a été la base du travail de l'auteur et a été publiée dans un autre étude du même auteur: *Klimaschwankungen und Krustenbewegungen in Africa Sudlich des Aequators von der Kreide bis zum Diluvium*, Hannover 1933.

P. C. W. Beetz, qui a certainement parcouru la région, a également pris pour base les différents travaux, en langue allemande et néerlandaise, qui, à l'époque de la publication de la carte de l'Angola de 1933, n'étaient pas en notre possession (Kuntz, Boehm, Kaiser, Vageler, Faber, Stahl, Beetz, et rapports inédits de Scoutounof, etc.). Certains de ces travaux intéressent la Colonie ainsi que d'autres territoires du Sud-Ouest africain, immédiatement en contact avec elle.

- (3) *The General Geology of the concession of the "Empreza do Cobre de Angola" in Northern Angola.* T. Marrack, Mars 1948.

Cet rapport inédit a été fait spécialement à la demande des Serviços de Geologia e Minas. Il est le résultat à la fois des travaux effectués sur le terrain pendant deux années consécutives passées dans la région comprise entre les parallèles 6° et 8° 30' Lat. S. et les méridiens 14° et 15° 30' L.W. et de l'examen des cartes géographiques 1/250.000 de la Colonie.

Cette étude, très importante, permet des modifications appréciables sur le Système du Bembe, modifications que présente la nouvelle carte; d'autres légères modifications ont été introduites aux limites des formations du Karroo à l'Est et aussi à l'extension des "Séries des tillites," par Ing. Vasconcelos, qui considère quelques unes des couches comme appartenant sûrement au système inférieur, métamorphique (Haut Shiloango).

- (4) *Région du Nord-Est de l'Angola (Lunda).*—Ing. C. Freire d'Andrade.

Cet ingénieur et géologue a récemment fait un long travail de reconnaissance géologique dans la région diamantifère de la Lunda; mais son étude n'est pas encore terminée. Cependant il a bien voulu envoyer un croquis de cette zone, permettant les modifications que l'on a introduit dans la carte, entre les parallèles 7° et 8° L.S. et les méridiens 21° et 22° L.W.

La conclusion la plus remarquable des travaux a été la découverte de couches fossilifères assimilables aux couches de la Série de Lukuga, du Karroo inférieur du Congo belge.

- (5) *Levés géologiques de l'Ing. P. Vasconcelos* (Serviços de Geologia e Minas).

Dans la Colonie depuis 1944, l'Ing. Vasconcelos a donné les croquis géologiques des zones étudiées par lui jusqu'à présent; ces croquis et les quelques monographies qu'il vient d'écrire pour le Congrès de Londres ont permis certaines modifications qui seront indiquées au fur et à mesure.

Un de ces croquis comprend la zone du Chemin de fer de Luanda, limitée au Sud par le fleuve Cuanza, au Nord par le travail de T. Marrack avec lequel il établit la liaison, à l'Ouest et à l'Est, respectivement, par les méridiens 15° et 16° L.W. Seules des formations anté-Karroo ont été repérées.



## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Dans le deuxième, du Haut Zambèze, où depuis 1944 l'auteur étudie la région au point de vue géologique et minier, des modifications ont été faites également, mais le croquis maintient, en grand partie, les contours de la carte de 1933.

### (6) *Levés de l'Ing. F. Mouta* (Serviços de Geologia e Minas).

Au cours des récents travaux effectués pendant ces derniers mois, nous avons pu étudier le prolongement du Système du Karroo vers le Nord, dans des régions inconnues en 1933.

Les limites sont certainement encore très approximatives, surtout en raison des dépôts superficiels qui recouvrent partout ces régions.

### (7) *D'autres travaux.*

Nous devons encore certains renseignements très utiles aux Ingénieurs des Serviços de Geologia e Minas, sur différents parcours qu'ils ont effectués; les principaux sont ceux de l'Ing. H. Vieira, Chef des "Serviços," de l'Ing. J. C. Alves Costa et de l'Ing. J. M. Trigo de Mira. Le géologue Dr. Montenegro d'Andrade est l'auteur de très importantes études pétrographiques, présentées sous forme de communications au Congrès de Londres; elles représentent un grand progrès dans la connaissance de la pétrographie de l'Angola.

En dehors du personnel des "Serviços de Geologia e Minas" nous devons encore signaler et remercier l'Ing. R. Cavaca et le Prof. E. Fleury pour les documents inédits de la Mission Technique du Bembe, faite au cours des travaux dans la région du Congo.

La carte géologique du Congo belge qui a du sortir en même temps que la carte de l'Angola (1933) n'était pas connue par les auteurs de cette dernière; les renseignements géologiques sur l'Angola que comporte la carte belge sont cependant moins détaillés que ceux fournis par nous.

## GÉOLOGIE

### I. COMPLEXE DE BASE

Ces formations on fait place, dans l'Enclave de Cabinda, aux formations métamorphiques, suivant les cartes géologiques des colonies voisines, Afrique Équatoriale Française et Congo Belge et quelques reconnaissances faites dans les dernières années par les ingénieurs des "Serviços de Geologia e Minas."

Au Sud du Zaïre, bien que les géologues belges ne l'indiquent pas sur la frontière, nous les considérons comme se prolongeant vers le Sud, plus largement qu'antérieurement, d'accord avec les travaux de Marrack, de Vasconcelos et d'autres ingénieurs portugais.

Vers l'Est, selon les dernières reconnaissances de l'auteur et de P. Vasconcelos, le Complexe fait la liaison avec les affleurements de la région de Malange, déjà signalés dans la carte de 1933.

Dans le Nord-Est (Lunda), C. Freire d'Andrade a détaillé la carte de 1933 en y distinguant, soit des systèmes métamorphiques, soit des roches ignées anciennes.

Dans le Sud, les travaux de Beetz ont remplacé la grande tache de Complexe de Base par des formations sédimentaires et des roches ignées, le Complexe étant recouvert dans cette région par les formations récentes (littorales et continentales).

### II. SYSTÈME DE OENDOLONGO

Les roches métamorphiques reposant sur le Complexe, signalées sur la frontière Nord (Noqui et vallée du Mpozo) par l'Ing. O'Donnell dans la carte géologique de 1933, ont été groupées dans le même système (Système de Oendolongo). Au Sud, dans ce Système avaient été comprises toutes les formations, moins métamorphiques que les séries sédimentaires du Complexe, mais nettement plus récentes et antérieures au Système du Bembe.

Cependant, faute d'éléments plus précis sur tout le Congo, ces formations ont été figurées sur une bande allongée, à limites problématiques, et la Notice explicative faisait connaître la présence de ces roches et le contact inférieur bien observé, sur la frontière (vallée du Mpozo).

Les travaux récents et très détaillés des géologues belges sur ces formations ont permis d'établir deux systèmes métamorphiques: le Système du Mayumbe, en bas, et le Système du Haut Shiloango, en haut.

P. Vasconcelos les a vu sur la frontière, au cours d'une réunion avec L. Cahen, et, en reconnaissant le prolongement dans notre territoire a proposé, à la Réunion de Léopoldville, que cette division serait également valable pour le Nord de l'Angola, en conservant la désignation de Oendolongo pour tout le reste de la Colonie.

Dans le travail récent que ce géologue a réalisé, il a effectivement séparé le Haut Shiloango, mais n'ayant pu individualiser le Système du Mayumbe, il l'a réuni au Complexe de Base.

Ces travaux ne concernant qu'une région très réduite du Nord, on n'a de nouveau adopté sur la nouvelle carte qu'un seul système métamorphique; si l'on n'avait distingué que le seul Système de Haut-Shiloango on aurait été obligé de représenter certaines aires comme du Complexe de Base quand on est certain de l'existence de roches métamorphiques plus récentes (l'Enclave de Cabinda par exemple).

Dans l'Enclave de Cabinda tout le Complexe de la Carte de 1933 est maintenant compris dans ce Système; vers le Sud et étant donné son absence, déjà remarquée par les géologues belges sur la frontière, la bande se rétrécit vers l'Est, d'accord avec les limites observées par Marrack et Vasconcelos.

Dans la Lunda, C. Freire d'Andrade nous signale la présence du Système de Kibara et du Précambrien supérieur, soit de l'Oendolongo.

Au Haut Zambèze P. Vasconcelos admet, dans la partie Nord, à l'Ouest et à l'Est des roches volcaniques, la présence de roches du système de Kibara (K2a), de roches argileuses, quartzites et grès divers, roches à structures stromatolitiques, avec un important niveau repère, le conglomérat de Malomba.

Finalement dans le Sud de l'Angola, tout près de la frontière du Cunene, Beetz signale son système de Muva-Ankola, composé, de bas en haut, de conglomérats gneissiques et quartzites, chloritoschistes, schistes lustrés et amphibolites, grauwackes, quartzites et schistes, et des roches intrusives et effusives (basiques).

### III. SYSTÈME DU BEMBE

D'accord avec les résolutions de Léopoldville, le Système est maintenu, en y ajoutant seulement les désignations de: "Congo Occidental," pour le Nord, "Haut Zambèze," pour l'Est et "Sud de l'Angola," pour le Sud, de manière à faire apparaître les liaisons avec les grands systèmes.

#### 1. Série Schisto-Calcaire

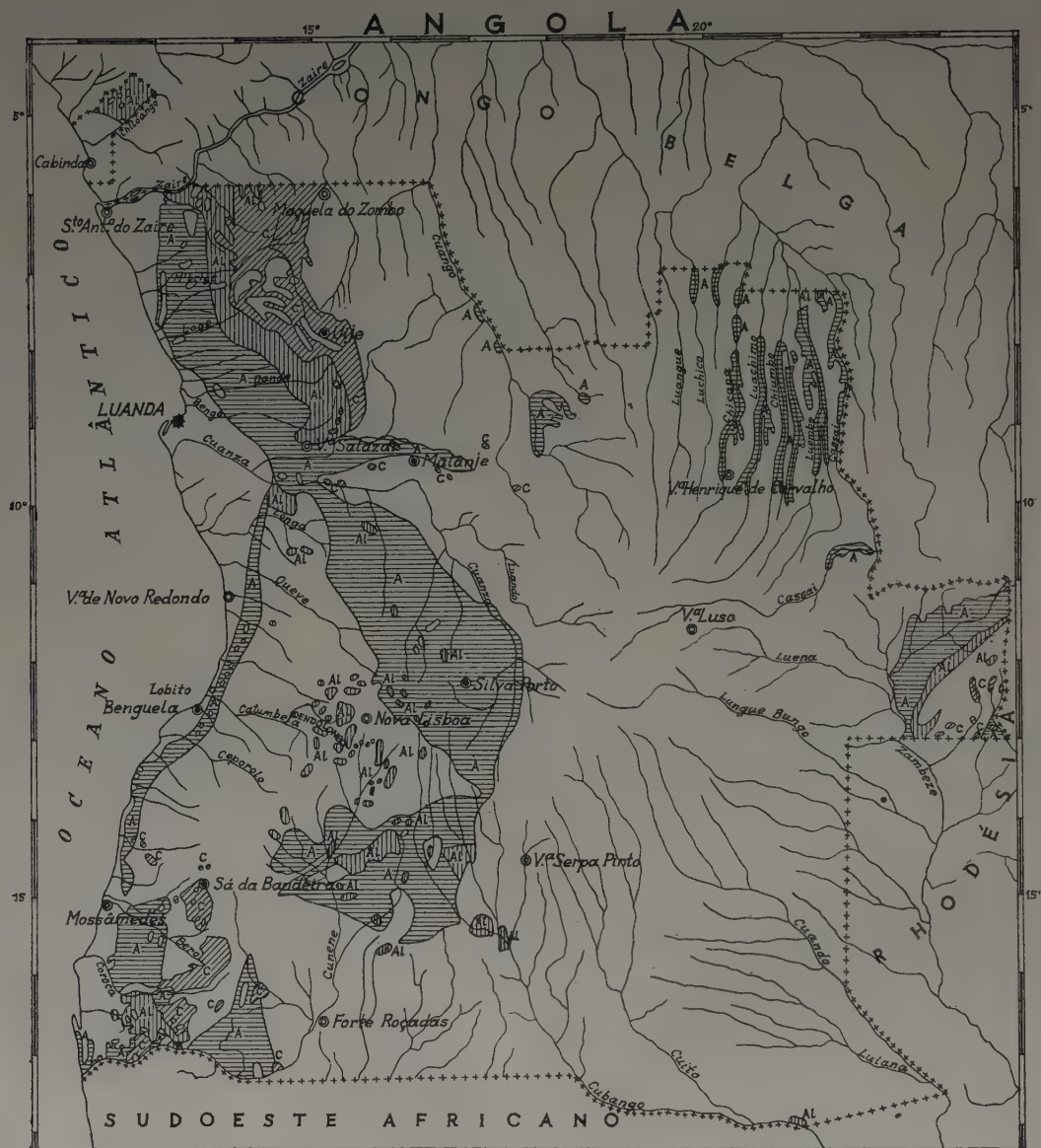
*Congo Occidental.*—Les modifications qu'on a pu introduire sur la carte de 1933 sont dues principalement aux travaux de Marrack, pour la région centrale (Bembe, Mavoio) et de Vasconcelos pour le prolongement Sud, vers la zone du Chemin de fer de Luanda.

Vers l'Est, nous avons déjà signalé, en 1933, le prolongement de cette Série, à Malange et bien plus loin, dans des affleurements isolés de la plaine de Cassanje (Cassomba, Lutôe), dans une inflexion brusque perpendiculaire à la direction générale.

D'accord avec les travaux des géologues belges et faute d'éléments détaillés en 1933, on a divisé la Série dans les deux groupes, l'un inférieur, à facies plus argileux (niveaux C1 et C2 de Delhay et Sluys) et un autre supérieur, plus nettement calcaire (C3, C4, C5); la Réunion de Léopoldville a établi trois étages, supérieur (C5), moyen (C4) et inférieur (C3, C2, C1).

À la Réunion de Léopoldville P. Vasconcelos, d'après les reconnaissances effectuées au Congo, a reconnu la présence de tous ces niveaux en Angola, le C1 étant peut-être plus problématique. Le géologue Marrack n'est pas d'accord; il estime que la continuité, épaisseur et facies sont tellement variables dans la région qu'il faut avoir beaucoup de prudence dans ces équivalences à travers de si grandes extensions.

La Série de la tillite a été séparée en Angola, en tenant compte premièrement des travaux de Marrack, puis, vers le Sud, de ceux de Vasconcelos. Ces couches avaient été signalées sur la Carte et la Notice explicative de 1933 comme un conglomérat base du Système, et son origine glaciaire admise; on y ajoutait encore des arguments favorables, telle la découverte de Canuet (1931) de blocs striés.



CARTE GÉOL. INT. AFRIQUE

L É G E N D E :

ANGOLA

CAMBRIEN

PRÉ CAMBRIEN { Moyen et Supérieur  
Indifférencié

(1) Dans la région du Haut-Zambèze la Série du KUNDELUNGU INFÉRIEUR aussi

SYSTÈME DU BEMBE (1)

(Séries schisto-calcaire et de la Tillite)

SYSTÈME DE QENDOLONGO

COMPLEXE DE BASE



FIG. 1.



L'Ing. Borges l'avait signalée sur la route de Lucala-Samba Caju, sur plus de 30 kilomètres, et sa présence est confirmée maintenant par Vasconcelos non seulement en ce point, mais encore plus au Nord (S. Salvador et sur la route vers Noqui); la liaison avec les importants affleurements de la frontière belge se fait ainsi nettement.

Déjà en 1933 la Série du conglomérat avait été séparée de la Série schisto-calcaire, à laquelle avaient été rattachées les couches gréseuses et schisteuses, aujourd'hui reconnues comme appartenant, soit à la Série schisto-gréseuse, soit à la Série schisto-calcaire. Ce groupement est acceptable si on considère que le Système a la même composition dans le Haut Zambèze et dans le Sud de l'Angola et si on étudie soigneusement la description faite par Marrack de cette tillite.

Au Bembe, région plus connue autrefois par les travaux miniers, Bebiano a considéré le conglomérat (ou tillite d'aujourd'hui) comme une brèche de faille; la tectonique compliquée, ne permettant pas d'individualiser les couches supérieures, l'Ing. Vasconcelos a été obligé de chercher d'autres coupes.

Le contact n'est pas observable facilement et les calcaires très plissés qui surmontent la tillite n'ont pas les caractéristiques du niveau C1 du Congo Belge; parfois il est caché par des dépôts superficiels atteignant une dizaine de mètres.

*Haut Zambèze.*—Bebiano a signalé, en 1923, la présence des couches schisto-calcaires (couches du Bembe) dans cette région, dans le bassin du Lufuidje, affluent du Zambèze, Nana Candundo, sans aucune description de plus et mettant sur le croquis qui accompagne son travail déjà cité, une large tache depuis le Luena (rive droite du Zambèze) jusqu'à la frontière Est, recouverte au Nord et Sud par les couches du Lubilache.

Ce n'est que plus tard, après nos reconnaissances de 1928, que les traits généraux de la géologie de la région ont été connus: sur le Complexe de Base de la vallée du Zambèze un important groupe de formations sédimentaires peu métamorphisées à l'Ouest, comportait au milieu une série de roches volcaniques (laves basiques) et plongeant sur des couches plus métamorphiques, vers le Sud-Est.

Les travaux des géologues de la Companhia Mineira do Alto Zambeze, exécutés au cours des années de 1929 à 1932, ont permis l'étude des formations principalement à l'Est; des roches volcaniques et les Séries des Mines, du Système schisto-dolomitique-cherteux (Robert) du Katanga, ont été reconnues. Nous avons déjà tenu compte, dans la Carte de 1933, de ces résultats en introduisant dans la nomenclature géologique, cette désignation de Système du Bembe.

Vasconcelos, qui depuis 1944 travaille dans la région, a donné un croquis géologique qui, joint à ses dernières communications sur la géologie du Haut Zambèze, nous a permis de corriger certains tracés de 1933. Cet ingénieur y considère:

Série de Roan Inférieure: grès, conglomérats, schistes gréseux parfois micacés, contenant la minéralisation cuprifère de Malomba;

Série de Roan Supérieure: niveau oolithique, roches siliceuses cellulaires et feuilletées avec structures, schistes divers, roches calcaires et schisteuses, dolomies et roches gréso-dolomitiques; le contact de ces roches, soit avec les couches inférieures, soit avec la série de Mwashya n'a pas été observé.

Série de Mwashya: a été réunie, dans son croquis, avec la tillite du Kundelungu inférieur; la séparation n'étant pas encore possible. Dans la carte du Congo belge cette Série est représentée avec les Séries de Roan.

*Sud de l'Angola.*—On a pu détailler l'extension de cette série par les travaux de Beetz, qui la signale largement sur la frontière.

D'accord à la Réunion de Léopoldville les désignations, pour cette région, de Séries moyenne et inférieure ont été remplacées respectivement par "Serie calcáreo-dolomitica de Humpata" et "Serie de grés e xistos da Chella." L'existence dans le Sud-Ouest Africain d'une tillite (Tillite de Tjamarindi) à la base du Système et celle, en Angola (Chella et aux rapides Iacavala sur le Cunene), d'un conglomérat de base, dont l'origine était mal connue encore, a amené dans la Réunion de Léopoldville à la considération d'une série semblable pour l'Angola.

Effectivement la carte géologique de Beetz signale cette formation en Angola, près de la frontière du Cunene.

Certainement une des contributions les plus remarquables pour l'étude de cette série est la découverte récente de P. Vasconcelos, dans une lame mince du calcaire oolithique du niveau C4, de structures organiques, dont l'existence avait à peine été aperçue en 1945. De nouvelles découvertes viennent d'être faites, tant au Congo, qu'au Haut Zambèze et que dans le Sud de l'Angola.

Une communication à ce sujet doit être présentée au Congrès de Londres et les fossiles sont étudiés par Mrs. et Mr. Fenton, spécialistes des algues cambriennes.

## 2. Série Schisto-Gréseuse

*Congo Occidental.*—On a admis l'équivalence entre les Séries schisto-gréseuses et le Kundelungu Supérieur au Katanga, mais étant donné la grande distance que sépare ces régions, cette assimilation a été écartée à Léopoldville (1945).

Ces couches sont bien caractérisées en Angola et la bande primitive a été modifiée; elles présentent maintenant dans la partie centrale, d'après les travaux de Marrack, des détails déjà certains et, vers l'Est, nous les avons signalées sur les rivières où l'on a trouvé des affleurements typiques.

Dans la plaine de Cambo Camane la Série est très développée et fait le soubassement, soit de la Série de Lunda, soit de celle de Cassanje. Encore plus vers l'Est les affleurements isolés dans la plaine de Cassanje sont déjà signalés sur la carte de 1933 (Monts Cafefe, vallée du Cuango).

Le contact des deux Séries, schisto-gréseuse et schisto-calcaire n'est pas encore définitivement au point et certaines objections ont été faites par T. Marrack aux conclusions sur ce sujet à Léopoldville.

P. Vasconcelos avait conclu de l'existence de la brèche conglomératique de Bebiano (1926), à la frontière Nord de Maquela (signalée déjà dans la Notice explicative de la Carte de 1933), d'un autre affleurement qu'il avait découvert au Congo et d'un troisième signalé par R. Cavaca et le Prof. Fleury à la base de la Serra da Canda, à l'existence d'une brèche, analogue à celle du Bangu et Niari, faisant le contact des deux séries.

Marrack n'est pas d'accord sur ces équivalences, soit en Angola, soit en dehors; il établit à Mavoio les "Séries de transition" de telle façon que la distinction lui semble difficile.

Des discordances observées par Marrack à d'autres niveaux plus élevés de la Série lui font admettre que certains grès supérieurs, jusqu'à présent considérés comme se succédant sans lacune, peuvent être plus récents (Umkondo de la Rhodésie du Nord et Waterberg de l'Afrique du Sud), et qu'un hiatus géologique plus remarquable serait à considérer.

*Haut Zambèze.*—Suivant P. Vasconcelos le Système du Kundelungu inférieur est largement représenté dans cette région par les séries de la tillite, des schistes et dolomies (Étage III de Robert).

Dans l'impossibilité pour ce géologue de faire la distinction nous avons adopté pour représenter cet ensemble la convention "Cambrien et Silurien non différenciés." P. Vasconcelos admet encore l'existence de représentants de la "série de Mwashya," schistes noirs, charbonneux, de Macondo et conglomérat de base, mais ces derniers ne doivent pas être distingués de la tillite du Kundelungu.

## IV. SYSTÈME DU KARROO

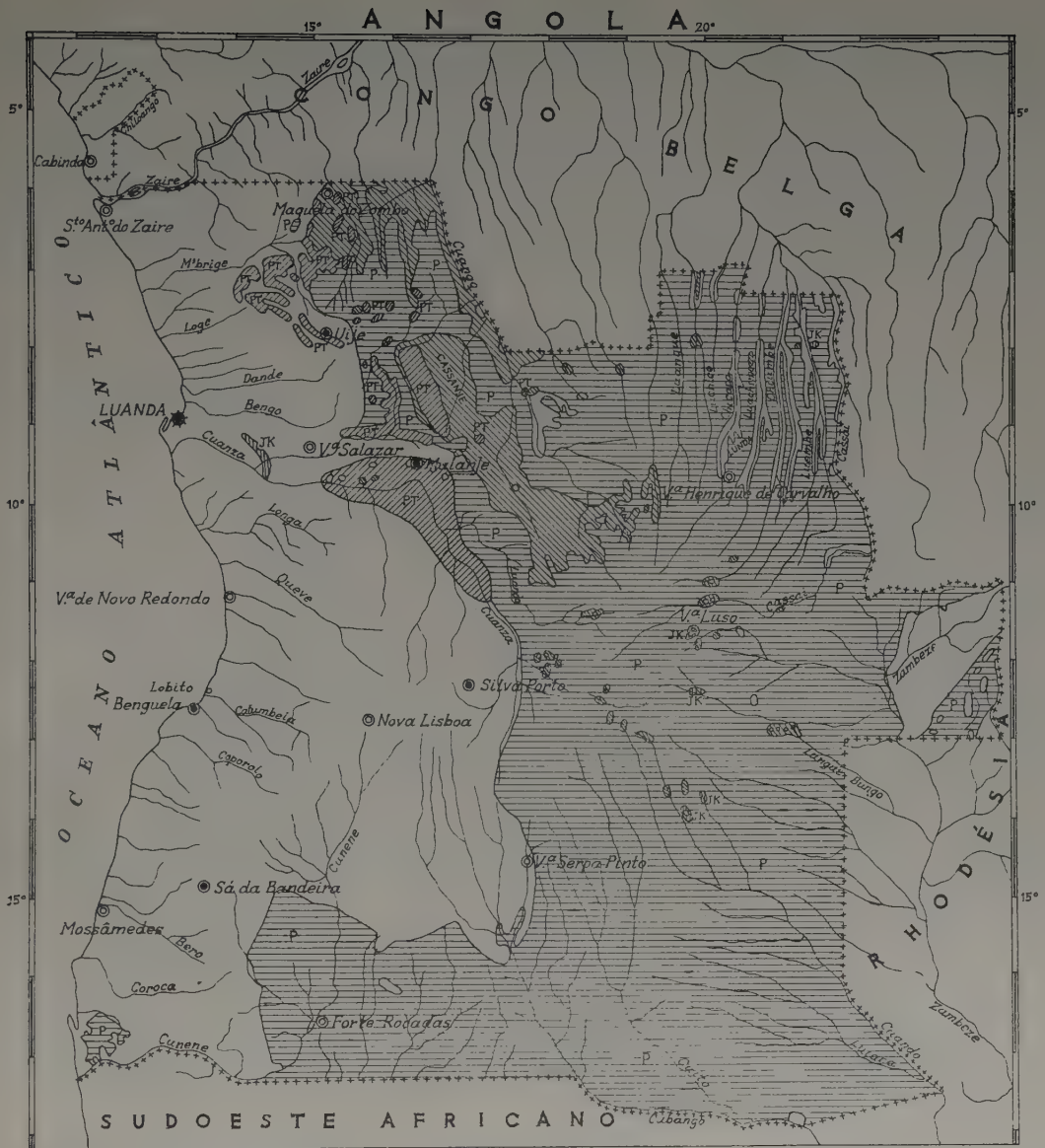
Nos derniers et récents travaux dans la région de Congo et Malange ont permis d'observer le prolongement de ces couches et de les fixer sur la nouvelle carte d'une façon nette, bien que, certainement, encore loin d'être exacte.

Les résultats font l'objet d'une communication de l'auteur au Congrès de Londres, en collaboration avec L. Cahen, attaché au Musée du Congo belge, sur "Le Karroo du Congo belge et de l'Angola," et le point de vue des auteurs sur l'état actuel des connaissances du Karroo dans les deux colonies.

### 1. Série de Lunda (Étage Inférieur)

Cette série se présente au Nord et à l'Est du Congo d'une façon différente que les affleurements connus plus au Sud, soit dans la plaine de Cassanje (Monts Bango, Cassalla, etc.), soit sur la route Malange-Lunda (Monts Beza, Xá-Sengue).

# MOUTA: CARTE GÉOLOGIQUE, ANGOLA



CARTE GÉOL.INT.AFRIQUE

LÉGENDE

ANGOLA

Du JURASSIQUE  
au  
PLIOCÈNE  
PERMIEN-TRIAS  
DEVONIEN-CARBONIFÈRE

SYSTÈME DU KALAHARI  
P-PLIOCÈNE  
JK-JURASSIQUE-CRÉTACÉ  
SYSTÈME DU KARROO  
SYSTÈME DU BEMBE  
(SÉRIE SCHISTO-GRÉSEUSE)

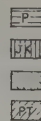


FIG. 2.



## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Le relief de ces régions présente des lignes de hauteurs, couronnées par des couches horizontales de grès friables, sans couverture de dépôts superficiels; c'est ce qu'on peut voir à partir du Quimbele, Icoca, Cuilo, Sacandica et sur la route vers le poste de Cuango. La Série est représentée par une grande tache.

La superposition de ces couches aux couches fossilifères inférieures a été observée en discordance nette, de même que sur les couches schisto-gréseuses du Système du Bembe ainsi qu'en divers endroits; malgré les recherches assez poussées qui ont été faites aucun fossile n'a été trouvé.

Dans la minute de l'Angola la séparation de cette série est faite; il est probable cependant que l'on sera forcé de la faire disparaître à l'échelle de la Carte Internationale. Mais il nous a semblé utile de faire connaître les petits affleurements, une simple couche parfois, qui représentent la série dans les régions de l'Est et Nord de la Colonie.

À Lunda en dehors de très petits affleurements, ceux de Camissombo, déjà signalés en 1933, sont aussi repérés sur le croquis de C. Freire d'Andrade.

### 2. Séries de Cassanje et de Lutôe

On a adopté une seule couleur pour les séries sous-jacentes, celle de "Karoo indifférencié," et indiqué l'importance des couches, des lettres concernant les différents niveaux ont été placées là où on est sûr de leur présence.

#### Série de Cassanje

T 2—Étage supérieur (couches à *Estheria mangaliensis* et *Estheriella moutai*).

T 1—Étage moyen et inférieur (seulement dans la plaine de Cassanje).

#### Série de Lutôe

R—Étage inférieur, soit pour les schistes noirs de Lunda découverts par Freire d'Andrade soit pour le conglomérat (tillite) de Lutôe et Lui, dans la plaine de Cassanje.

Des gisements fossilifères nouveaux ont été découverts dans les "couches à *Estheria*" et probablement de nouvelles espèces; on a remarqué la présence, pour la première fois, dans les mêmes couches, de structures organiques, des algues vertes et bleu-vertes, qui, d'accord avec J. Harlan Johnson qui les a vues en lame mince dans un premier examen, existent dans les eaux saumâtres ou douces, semblables à des algues du Permien.

Des travaux paléontologiques ont été publiés par le Prof. Carlos Teixeira (1947, 1948) sur les doubles de la collection de poissons en étude par le Prof. Leriche et dont nous attendons les résultats pour conclusions définitives.

La découverte de C. Freire d'Andrade (1948), à Lunda, d'un lambeau de schistes noirs fossilifères permet sa liaison avec les couches de la Série de Lukuga du Congo Belge. Ces couches ne sont pas représentées jusqu'à présent dans la plaine de Cassanje.

Les conglomérats de Pungo Andongo, Cuije (Malange) et Cuito (Biè) assimilés à ceux de la base du Système sont représentés aussi. Il faut y ajouter la confirmation de l'origine glaciaire de ces derniers (Biè) par Jessen (1934) dans un travail postérieur.

## V. SYSTÈME DU KALAHARI

En suivant la suggestion de Veatch (1935) à propos de la carte de 1933 et d'après les conclusions des travaux réalisés depuis par les géologues belges dans le Congo belge l'hypothèse, déjà admise par nous au Congrès Géologique de Pretoria (Borges et Mouta, 1929), d'une couverture de dépôts du Kalahari, dans l'Est de l'Angola depuis la frontière Sud jusqu'au Nord, semble bien confirmée.

À la Réunion de Léopoldville et sous réserve nous n'avons pas considéré en Angola la "Série de Kamina" base du Système; mais la revision des travaux anciens (1927) et récents nous ont permis de repérer certains affleurements. C. Freire d'Andrade a aussi signalé quelques affleurements.

Le Kalahari, partie supérieure, recouvre tout le territoire du Cuanza au Zambèze, vers le Nord (Lunda) et le Sud; nous avons également considéré comme Kalahari le Tertiaire terrestre de Beetz.

# MOUTA: CARTE GÉOLOGIQUE, ANGOLA



FIG. 3.

## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Les quartzites à calcédoine fossilifères de la plaine de Cassanje, aux affleurements considérables près de la Mission des Bangalas, sont figurés comme Kalahari mais avec un quadrillé.

### VI. FORMATIONS CÔTIÈRES

#### 1. Couches de Dondo

La découverte récente dans les couches de grès (grès de Quilungo), par le géologue Montenegro d'Andrade, de végétaux fossiles est très importante; leur détermination a été confiée au Prof. Carlos Teixeira. Il semble qu'on ait affaire à des *Sphenopteris*, mauvais, comparables à des espèces du Jurassique.

Ces couches n'arrivent pas à l'Ouest à Zenza où le Crétacé est déjà reconnu (Ing. Alves Costa).

Puisque on a affaire à des couches certainement d'origine continentale et d'âge incertain, nous les avons considérées comme "Jurassique et Crétacé non séparés" (JK).

#### 2. Crétacé

À remarquer seulement la présence d'une petite tache de Sénonien, dans l'Enclave de Cabinda, sur le Chiloango, d'accord avec les travaux de Darteville et Casier (1943).

#### 3. Tertiaire

Ce sont aussi les travaux de Darteville et Casier qui ont permis de mettre quelques taches du Tertiaire sur la carte, à Cabinda. À Bucu-Zau, dans l'intérieur de l'Enclave, des calcaires, parfois bitumineux, ont été observés et nous les considérons comme tertiaires, faute d'étude plus approfondie.

#### 4. Formations récentes

Des limites plus détaillées ont été faites au Cabinda. Dans le Sud on a pu séparer, d'après Beetz, les dunes des formations littorales.

### VII. ROCHES ÉRUPTIVES

La division de la légende de la Carte Internationale est adoptée et nous considérons les mêmes quatre grands groupes:

#### 1. Crétacées et post-crétacées

Des basaltes intrusifs dans le Sénonien du Sud de la Colonie ont été figurés déjà dans la Carte de 1933. Maintenant grâce à la carte de Beetz de nouvelles taches sont figurées.

Vers le Nord, soit à l'intérieur de Benguella, soit sur la route de Porto Amboim-Novo Redondo, d'autres affleurements sont signalés pour la première fois (Ing. Alves Costa).

#### 2. Post-permiennes

Les intrusions de dolérites dans les couches gréseuses du Karroo, sont signalées par nous, depuis 1929, entre le Cuanza et le Zambèze, dans quelques belles chutes des rivières de cette région (Cuemba, Dala, etc.).

Avec la collaboration de M. Montenegro d'Andrade, qui termine son étude pétrographique détaillée, nous présenterons une communication au Congrès de Londres. Ces roches sont des dolérites à pigeonite et labrador reconnues pour la première fois en Angola.

À la même période géologique doivent appartenir d'autres dolérites (à olivine) qui se trouvent dans la Colonie de même que les phonolites de Dondo.

#### 3. Anté-permiennes

Toutes les roches représentées sur la carte de 1933 comme "Post-Système du Bembe" ont été groupées; dans le même groupe ont été placées les laves volcaniques du Haut Zambèze, que nous avons assimilées en 1929 aux roches volcaniques de la fin du Stormberg (elles étaient déjà connues vers le Nord jusqu'en Rhodésie à la rivière Kafue).



## MOUTA: CARTE GÉOLOGIQUE, ANGOLA

Les géologues de la "Companhia Mineira do Alto Zambèze," les ont considérées comme des diabases et mentionnent leurs intrusions dans les couches supérieures du Système schisto-dolomitique-cherteux (Upper Mines Series) et aussi dans les tillite du Kundelungu inférieur. P. Vasconcelos les considère d'âge Roan.

La première étude pétrographique vient d'être l'objet par le géologue Montenegro d'Andrade, d'une communication spéciale; il les considère comme des trachy-andésites (latites).

Au Sud, dans d'autres affleurements du Système du Bembe, Beetz signale aussi des intrusions déjà connues dans le massif de Chella.

### 4. Anté-cambriennes

Toutes les roches anciennes déjà décrites en 1933 appartiennent à ce groupe; elles ont été figurées, autant que l'échelle le permettait.

De nouveau on doit signaler les nordmarkites, étudiées par Montenegro d'Andrade, dans la région de Musserra (Ambriz). Ce géologue prépare également l'étude des granites de l'Angola, grâce aux collections lithologiques très nombreuses de l'ancien Service de la Carte Géologique de l'Angola et à d'autres plus récentes qui sont venues les enrichir. Cette contribution sera très importante non seulement pour la pétrographie de l'Angola mais aussi pour celle du Continent Africain.

### RÉFÉRENCES

- DE ANDRADE, C. Freire, et TEIXEIRA, C. 1948. Breve noticia sobre um afloramento do Karroo inferior no Nordeste de Angola (Lunda). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7.
- BEBIANO, J. B. 1926. Observações geológicas e apontamentos sobre a Flora, Fauna e Etnografia da fronteira Nordeste de Angola. *Bol. Agencia Geral das Colonias*, no. 11.
- BORGES, A., et MOUTA, F. 1929. Sur l'existence et la distribution du Karroo dans l'Angola. *Comptes Rendus 15th Session Int. Geol. Cong., South Africa*, 2.
- CANUET, M. G. 1931. Notice géologique et minière sur la région de Bembe. *Soc. Ingénieurs Civils de France*.
- DARTEVELLE, E., et CASIER, E. 1943. Les poissons fossiles du Bas Congo et des régions voisines. *Ann. Mus. Congo Belge*, A, 3, 2, fasc. 1, pp. 1-200.
- JESSEN, O. 1934. Ein Glazialvorkommen in Mittel-Angola. *Geol. Rund.*, 25, 1.
- TEIXEIRA, C. 1947. État actuel de nos connaissances sur la paléontologie du Karroo de l'Angola. *Brotéria. Ser. Ciencias Nat.*, 16 (43), fasc. 1-2.
- 1948. "Elonichthyidae" do Karroo de Angola. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7.
- 1948. Acerca de um Sub-holósteo do Karroo de Angola. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7.
- 1948. Os Peixes do genero *Angolaichthys* (holosteanos do Karroo de Angola). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7.
- VEATCH, A. C. 1935. Evolution of the Congo Basin. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 3.

### OBSERVATIONS

1. La Carte Géologique (provisoire) de l'Angola présentée au Congrès était à l'échelle 1/4.000.000, en couleurs; tracée de l'auteur (F. Mouta) d'après les travaux de B. Bebiano, H. O'Donnell, A. Borges, F. Mouta, P. F. W. Beetz, P. Vasconcelos, C. Freire D'Andrade, T. Marrack, M. Montenegro D'Andrade, etc.
2. La même carte géologique (provisoire), en couleurs, a été publiée à l'échelle 1/6.000.000, dans l'Atlas du Portugal Ultramarino (Junta das Missões Geográficas e de Investigações Coloniais, Ministério das Colonias. Carta 64: Esboço Geologico e Mineiro. Lisboa, 1948).
3. La Légende stratigraphique de la carte 1/4.000.000 est publiée intégralement ainsi que les observations indispensables. La nomenclature de la Carte Géologique Internationale de l'Afrique est celle du projet de légende de la feuille 5, envoyé par la Commission en novembre, 1947.
4. La carte géologique 1/4.000.000 a été condensée dans les trois cartes suivantes où seul les principaux systèmes ont été délimités, en tenant compte de l'échelle.

## LÉGENDE STRATIGRAPHIQUE (I)

| AFRIQUE<br>CARTE GÉOL. INTERN.<br>(Feuille n.5)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  | ÉQUIVALENCES                                                    | ANGOLA                                                                                                      |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--|-----------------------------------------------------------------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| Dunes<br>Q QUATERNAIRE<br>Indifférencié<br><br>T TERTIAIRE<br>Indifférencié<br><br>K CRÉTACÉ<br>Indifférencié<br><br>JK JURASSIQUE et CRÉTACÉ<br><br>JK } Du JURASSIQUE au<br>P Pliocène<br><br>T <sub>2</sub> }<br>T <sub>2</sub> TRIAS<br>T <sub>1</sub> }<br><br>RT Du CARBON. SUP. au<br>JURASSIQUE INF.<br><br>R<br>R' PERMIEN<br><br>PT DÉVONIEN-CARBONIF.<br><br>CS CAMBRIEN et SILUR.<br>non séparés<br><br>C CAMBRIEN<br><br>Al Moyen et supérieur<br>PRÉCAMBRIEN<br><br>A Indifférencié |  | QUATERNAIRE                                                     | Dunes<br>QUATERNAIRE<br>Indifférencié                                                                       |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  | TERTIAIRE                                                       | TERTIAIRE<br>Indifférencié                                                                                  |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  | CRÉTACÉ                                                         | CRÉTACÉ (2)<br>Indifférencié                                                                                |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  |                                                                 | COUCHES DE DONDO (3)                                                                                        |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  | KALAHARI                                                        | SYSTÈME DU KALAHARI (4)                                                                                     |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  | KARROO                                                          | SÉRIE DE LUNDA<br>SÉRIE DE CASSANJE (5)<br>KARROO indifférencié<br>SÉRIE DE LUTÔE<br>Conglomérats assimilés |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  |                                                                 | SYSTÈME KARROO                                                                                              |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  |                                                                 |                                                                                                             |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  |                                                                 |                                                                                                             |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  | SUP.<br>KUNDELUNGU<br>INF.                                      | SÉRIE SCHISTO-GRÉSEUSE<br>SÉRIE DU KUNDELUNGU INF.<br>(6)                                                   |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  | SÉRIES DE ROAN                                                  | SÉRIE SCHISTO-CALCAIRE                                                                                      |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  |                                                                 | SÉRIE DE LA TILLITE (7)                                                                                     |
|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |  | SÉRIES KARAGWE-<br>ANKOLEAN<br>COMPLEXE ANTÉ-<br>KARAGWE-ANKOL. | SYSTÈME OENDOLONGO (8)<br>COMPLEXE DE BASE                                                                  |
| ROCHES VOLCANIQUES                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                |  | CRÉTACÉES et POST-CRÉTACÉES                                     |                                                                                                             |
| ROCHES ÉRUPTIVES (9)                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              |  | POST-PERMIENNES<br>ANTÉ-PERMIENNES<br>ANTÉ-CAMBIENNES           |                                                                                                             |

- (1) Les subdivisions stratigraphiques sont celles adoptées officiellement d'après la Réunion des Géologues du Congo Occidental à Léopoldville (1945) et les limites des formations sont approximatives.
- (2) En Angola le Crétacé marin pourrait débiter à l'Aptien et il est connu jusqu'au Sénonien.
- (3) Ces couches d'origine continentale, présentent des fossiles végétaux du genre *Sphenopteris*, récemment découverts.
- (4) Le Kalahari indifférencié recouvre partout l'Est de la Colonie; les lettres JK sont seulement employées pour les affleurements de la base. Les couches fossilifères de la plaine de Cassanje sont signalées par un quadrillé.
- (5) Tenant compte de l'impossibilité, à l'échelle de la carte, de séparer les couches des Séries de Cassanje et de Lutôe, la couleur du Karroo indifférencié a été adoptée en mettant les lettres correspondantes à ces niveaux (T<sub>2</sub>—T<sub>1</sub>—R—R').
- (6) Cette série n'est figurée en Angola qu'au Haut Zambèze.
- (7) La Tillite est signalée sur la carte pour la lettre T.
- (8) Suivant la Réunion de Léopoldville le système dans le Nord de l'Angola doit comprendre le Système du Mayumbe et Haut Shiloango, cependant les travaux exécutés jusqu'à présent sont insuffisants pour permettre la séparation.
- (9) La nature pétrographique des roches éruptives est indiquée par lettres.

# NOTICE GÉOLOGIQUE DE L'AFRIQUE ÉQUATORIALE FRANÇAISE ET DU CAMEROUN

Par M. NICKLÈS  
French Equatorial Africa

## RÉSUMÉ

Le but de cette notice est de faciliter l'examen des feuilles II et V de la Carte géologique internationale de l'Afrique, pour ce qui concerne les territoires français d'Afrique centrale.

L'auteur passe rapidement en revue :

- les *Formations précambriennes*, dans lesquelles il distingue le Complexe granito-gneissique et les Séries quartzo-schisteuses,
- les *Séries sédimentaires anciennes* : Tillite du Bas-Congo, Systèmes schisto-calcaire et schisto-gréseux du Synclinal N'Gounié-Nyanga-Niari, région de l'Ogooué, Séries de la Noya, de Sembé-Ouessou, de Fouroumbala, des Tassilis.
- les *Roches intrusives anciennes*,
- les *Formations continentales paléo-et mésozoïques* : Karroo et Kalahari des Plateaux batékés, Karroo de la Haute-Sangha et de Mouka, Continental post-tassilien, Continental intercalaire du Nord-Cameroun et du Tchad,
- le *Crétacé épicontinental* du Nord-Cameroun,
- le *Crétacé sublittoral* du Gabon, de Pointe-Noire et du Cameroun,
- les *Formations tertiaires* : Eocène marin du Cameroun, Continental terminal et hamadas,
- le *Quaternaire*,
- les *Roches volcaniques et intrusives récentes* : Fracture du Cameroun et Tibesti.

Il termine par quelques mots sur la *Tectonique* du Socle, des Congolides, des Séries de couverture, enfin de la Ligne du Cameroun.

CETTE notice se rapporte aux territoires français de l'Afrique centrale, représentés sur les feuilles II et V de la Carte géologique internationale de l'Afrique au 1/5.000.000.

Son but est d'orienter le lecteur de ces Cartes, en le tenant au courant, d'une manière forcément schématique, de toutes les données nouvelles, souvent même inédites, parvenues à Brazzaville au 1er avril 1948.

L'auteur rend hommage à tous ceux qui ont contribué à nous faire connaître la géologie de ces régions et s'excuse de ne pouvoir citer aucune référence des nombreux travaux et renseignements qu'il s'est efforcé de coordonner.

## LES FORMATIONS PRÉCAMBRIENNES

Ces formations couvrent environ la moitié des territoires considérés. Encore peu connues, elles n'ont fait l'objet d'études détaillées qu'en quelques points dont les principaux sont le Gabon central et occidental, les Monts de Cristal, le Mayombe, la Haute-Sangha, la région frontière Oubangui-Tchad-Cameroun, une faible partie de l'Oubangui oriental, enfin le Nord du Tibesti.

La distinction actuellement adoptée, de Précambrien inférieur (Complexe granito-gneissique) et de Précambrien moyen et supérieur (Séries quartzo-schisteuses), n'aura ici qu'une valeur régionale, l'argument pétrographique ayant été utilisé dans la plupart des travaux, à défaut de l'argument géologique, plus délicat à saisir tant que de vastes ensembles n'ont pas été étudiés.

*Mayombe*.—Sur le flanc Sud, redressé, du synclinal schisto-calcaire, l'on observe une série continue dont le métamorphisme décroît à mesure que l'on s'éloigne de la côte. Depuis les micaschistes à deux micas qui en constituent le terme extrême, l'on passe aux chloritoschistes, séricitoschistes, calcschistes, quartzites sériciteux, schistes ardoisiers ou graphiteux, phyllades, grès divers. L'on connaît quelques pointements de granites et surtout de gneiss qui résultent sans doute de montées locales du front des migmatites dans la série épimétamorphique.

*Massif du Chaillu et Gabon central*.—Des études détaillées nous permettent d'apprécier la complexité de ces régions où se distingue un fond de gneiss qui comporte des enclaves de roches variées



et de vastes massifs de granites et granodiorites souvent écrasés, parfois mylonitisés. Les orthoamphibolites y sont fréquentes.

Sur les gneiss reposent, en discordance et transgression, un ensemble de séries intensément plissées, composées notamment de quartzites ferrugineux, de schistes sombres avec quartzites intercalés, de schistes à staurotide, grenat, disthène, andalousite, de cipolins, de quartzites. Le tout forme un vaste synclinorium bordé de terrains peu métamorphiques, mais fortement granitisé au centre. Bien que séparées par des conglomérats, ces séries sont difficiles à suivre par suite des degrés variés du métamorphisme auquel elles ont été soumises, des injections granitiques et des intrusions basiques qu'elles ont localement subies, des plissements et des cassures qui les ont affectées à diverses reprises, enfin des filons de roches très variées qui les ont recoupées.

Cet ensemble est surmonté en discordance, vers le Sud, par le *Complexe de Leboulou-Sibiti* qui comprend, sur le flanc Nord-Est du synclinal schisto-calcaire, des roches gréseuses, argileuses et parfois calcaires, en général d'allure très calme. Avec des pendages de l'ordre de 40°, les grès conglomératiques de Pangala se rattacheraient à la base de ce Complexe dont la position stratigraphique est encore assez discutée.

Vers le centre et le Nord-Est de la région, des buttes-témoins, dont la plus importante est le Mont Iboundji, reposent en discordance sur les séries métamorphiques. Composées surtout de grès et subhorizontales, ces formations se rapportent, selon les auteurs, soit au Leboulou-Sibiti, soit au Schisto-gréseux, soit même au Karroo.

*Nord-Gabon et Sud-Cameroun.*—Les Monts de Cristal sont constitués par des roches éruptives d'âges divers et par des sédiments métamorphisés. La série comprend des granites et des gneiss monzonitiques, des granodiorites, enfin des diorites, gabbros et dolérites ainsi que les orthoamphibolites, orthopyroxénites et épidotites qui résultent de leur transformation. Les gneiss d'injection sont assez fréquents, tandis que les micaschistes et quartzites micacés sont exceptionnels.

Vers l'Est, un gneiss à amphibole et biotite couvre de grands espaces avec des affleurements localisés d'amphibolites et d'itabirites.

L'extrême Nord du Gabon et le Sud du Cameroun sont surtout formés de gneiss avec un certain nombre de massifs granitiques.

*Cameroun central et occidental.*—Ces régions comportent principalement des gneiss, souvent migmatitiques, au milieu desquels les cartes futures distingueront sans doute de vastes massifs de granites, notamment dans les régions de Yoko, Banyo et N'Gaoundéré. Par places, on observe des micaschistes, souvent grenatifères; enfin les pegmatites sont fréquentes, suivant des zones perpendiculaires à la grande fracture du Cameroun.

*Haute-Sangha et Massif de Yadé.*—De part et d'autre de la frontière A.E.F.-Cameroun et autour de noyaux de granites monzonitiques et de granodiorites, s'observent des gneiss migmatitiques variés, passant parfois à des formes dioritiques. Des orthoamphibolites et pyroxénites sont connues dans ces régions.

Une série métamorphique, la *Série de Sosso*, comprend des quartzites micacés et toute une gamme de schistes; elle semble passer aux gneiss par l'intermédiaire de micaschistes à deux micas, de quartzites feldspathisés et micacés.

Au Cameroun, la série des *Schistes du Lom* présente les mêmes caractères. Quelques lambeaux épimétamorphiques se retrouvent plus au Nord, vers Baboua et Bozoum, au Sud du Massif de Yadé, important château d'eau décrit comme un môle granitique comprenant un granite gris à grain fin et un granite rose pegmatitique qui lui serait postérieur.

*Nord-Cameroun.*—Au Nord-Ouest du Massif de Yadé, dans la région traversée par la Haute-Bénoué et ses affluents, on distingue un Complexe basal gneissique et les lambeaux d'une série épimétamorphique comprenant toute une gamme de schistes, phyllades, quartzites, amphibolites et cipolins. Les gneiss ont été injectés en différents points et traversés par trois venues granitiques successives; ils sont recoupés par de nombreux filons de pegmatite.

*Oubangui-Chari central.*—Quelques études de détail ont été faites dans cette région où ont été reconnus des paragneiss, des granites, des orthogneiss, une belle série de migmatites et de nombreux filons de pegmatite. Dans le Bas-M'Bomou, un granite et une amphibolite, tous deux à hornblende, avec leurs termes de passage, constituent un domaine assez spécial.

Les roches non feldspathiques sont représentées dans la région de Bangui par des quartzites non micacées et plus à l'Est, par une très belle série comprenant notamment des itabirites, des para-amphibolites, des micaschistes, des quartzites, des schistes amphiboliques, des chloritoschistes, des séricitoschistes, enfin des roches non métamorphisées telles que des grès quartzitiques, des quartzophyllades, des schistes ardoisiers. Cette série est relativement peu plissée.

*Est-Oubangui.*—C'est une région encore très peu connue où l'on a signalé des gneiss divers, des quartzites micacés et toute une série de schistes percés de venues de roches vertes.

*Ouadaï.*—Les terrains anciens de cette région sont surtout composés de gneiss et de granites dans lesquels se trouvent pincés des micaschistes et des quartzites écrasés. Localement, on a signalé des granites alcalins, des microgranites, des filons de pegmatite, une syénite néphélinique, des trachyan-désites et quelques intrusions de roches basiques.

*Cuvette tchadienne.*—Elle comporte, surtout dans sa partie méridionale, de nombreux affleurements granito-gneissiques, formant de pittoresques aiguilles qui surgissent dans le paysage. Seul, le Massif de Melfi a été étudié en détail; il comporte un granite akéritique, une syénite, une monzonite, une diorite et une hornblendite.

*Tibesti.*—Une série métamorphique fortement plissée affleure avec continuité au Nord du massif volcanique. Elle provient de séries sédimentaires présentant des faciès qui semblent plus profonds vers l'Ouest; cet ensemble peut sans doute être attribué au Pharusien.

Des phénomènes d'écrasement y sont souvent visibles et vont par places jusqu'à la mylonitisation. On peut distinguer des granites écrasés dans les plis de cette série, des granites syntectoniques, enfin des granites post-tectoniques qui ont recoupé à l'emporte-pièce les schistes cristallins en produisant des auréoles de contact. Par places, des migmatisations ont été observées. Enfin des formations volcaniques de type rhyolitique, écrasées, placées sous la couverture gréseuse, semblent se situer à la partie supérieure de la série.

Au Sud du Tibesti, la boutonnière de Miski montre un affleurement du socle: granodiorites gneissifiés, au contact de schistes et de quartzites.

Les *Grès d'Olochi*, fortement plissés, qui apparaissent au milieu de la série très calme des grès siliceux siluro-dévonien, appartiendraient peut-être à une *Série intermédiaire* antécambrienne, homologue de celles d'A.O.F.

#### LES SÉRIES SÉDIMENTAIRES ANCIENNES

##### *Synclinal N'Gounié-Nyanga-Niari*

*La Tillite du Bas-Congo.*—Le caractère glaciaire de cette formation a été décelé au Congo belge, mais pas en territoire français. Quoi qu'il en soit, elle est constituée par des éléments irréguliers, plus ou moins arrondis, souvent de fortes dimensions, de gneiss, granites, dolérites, quartzites, grès calcaires, schistes divers, noyés sans ordre dans une pâte argilo-gréso-calcaire.

Sur le flanc Nord-Est du synclinal, la Tillite est compacte et affecte une allure tranquille; dans le Mayombe, on lui assimile des conglomérats schisteux qui reposent par renversement sur les calcaires et qui, en d'autres points, se trouvent pincés dans les plissements.

*Le Système schisto-calcaire.*—Alors que la Tillite présente des caractères continentaux, l'origine marine du Système schisto-calcaire qui la surmonte, a pu être établie, même en l'absence de bons fossiles, par la présence de certaines algues, la structure de certaines oolithes et la découverte récente de Stromatolithes.

Très développées dans l'Angola et le Bas-Congo belge, ces formations couvrent une partie du Sud de l'A.E.F., sous forme d'un vaste synclinal orienté Nord-Ouest (synclinal N'Gounié-Nyanga), qui présente vers le Sud-Est des territoires français une importante digitation: l'aire synclinale du Niari.

## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Au point de vue stratigraphique, ce Système a été divisé, tant du côté belge que du côté français, en trois zones comprenant cinq niveaux basés sur des caractères lithologiques et se répartissant ainsi:

Zone supérieure: C<sub>5</sub>\* Calcaires magnésiens.

Zone moyenne : C<sub>4</sub> Calcaires siliceux, calcaires à cherts et calcaires gréseux. Stromatolithes.

Zone inférieure : { C<sub>3</sub> Calcaires oolithiques et cristallins.

{ C<sub>2</sub> Calcaires en plaquettes.

{ C<sub>1</sub> Dolomies roses et grises.

Les faciès changent légèrement vers l'extrémité Nord-Ouest du synclinal où la succession suivante a été reconnue:

Zone supérieure: Calcaires siliceux, dolomies noires fétides et schistes calcaires.

Zone moyenne : Calcaires plus ou moins schisteux, calcaires magnésiens et siliceux à bancs de silex, calcaires oolithiques.

Zone inférieure : Dolomies schisteuses, schistes argileux et calcaires gris.

Bien nettes en général, sur le flanc Nord-Est du synclinal où elles sont assez calmes, ces couches sont plus difficiles à suivre et souvent impossibles à séparer dans le Mayombe où elles ont été intensément plissées.

*Le Système schisto-gréseux.*—Surmontant le Système schisto-calcaire et souvent en légère discordance, le Système schisto-gréseux débute par la *Brèche du Bangu et du Niari* dont les éléments, tantôt anguleux, tantôt roulés, sont des calcaires, des cherts et des silex provenant du substratum, tandis que la pâte est gréseuse ou calcaire. Cette brèche (ou conglomérat) n'est pas continue et sa puissance est très variable.

Au-dessus reposent des couches argilo-gréseuses à grain fin, parfois micacées (*couches de la M'Pioka* des géologues belges) dans lesquelles s'intercalent souvent des grès plus grossiers, souvent feldspathiques (*Grès des Cataractes* ou *Grès de l'Inkisi*), qui plus haut deviennent homogènes et constituent tout le reste de la série. De teinte souvent verdâtre vers le Nord-Ouest, ils sont le plus souvent brun rouge ou violacés vers le Sud-Est; par places, ils contiennent des intercalations conglomératiques, particulièrement bien visibles près de Brazzaville, tout au sommet de la Série.

Ce Système est représenté dans le Nord-Ouest et l'Ouest du synclinal, sous forme de massifs et de rides, accidentés et surplombant le Schisto-calcaire; vers le Sud-Est, il forme le Plateau des Cataractes que traverse le fleuve Congo.

### *Région de l'Ogooué*

Prenant sa source dans le Cristallin, l'Ogooué traverse ensuite, sur près de 400 km., des séries qui ont reçu successivement des noms divers et qu'il est assez délicat de raccorder aux formations précédemment décrites, du fait du changement de faciès et du manque de liaison entre ces deux régions. En voici la coupe schématique, de haut en bas:

Grès de l'Ogooué ... { Grès, arkoses, schistes et psammites.  
Conglomérat.

Discordance —————

Série schisto-cherteuse { Grès et quartzites (avec quelques schistes).  
de l'Ogooué { Calcaire dolomitique avec horizons schisto-gréseux (dans la région de Lastoursville).  
Schistes siliceux rubanés, calcédonieux; cherts; schistes graphiteux.  
Grès arkosiques et rares conglomérats.

Discordance —————

Quartzo-schisteux ... : Grès de Lingara (ou de la M'Béladi).

Discordance —————

Socle.

\* Cette notation est celle des géologues belges qui sera appliquée dorénavant en A.E.F. dans le but d'éviter toute confusion.



Dans l'état actuel de nos connaissances, il semblerait possible de paralléliser la Série schisto-cherteuse de l'Ogooué au Système schisto-calcaire et les Grès de l'Ogooué au Système schisto-gréseux.

*Région de Sembé-Ouessou*

Une série très calme occupe de vastes espaces traversés par la N'Goko que suit la frontière Sud-Est du Cameroun. Elle comprend à la base, un conglomérat sporadique, puis des grès, grès quartziteux et quartzites en bancs épais, surmontés par des schistes argileux et graphiteux.

*Série de la Noya*

C'est une série sédimentaire ancienne qui a été individualisée dans le Nord-Ouest du Gabon. Avec des faciès légèrement différents, elle est considérée comme homologue du Schisto-calcaire et du Schisto-gréseux. Plissée et faillée, elle est dirigée dans le prolongement du synclinal N'Gounié-Nyanga.

*Série de Fouroumbala*

Très peu étudiée à ce jour, cette série est située dans l'Est-Oubangui. Elle comprend un ensemble de schistes, poudingues, grès quartziteux et psammites, discordant sur les séries précambriennes. Sous toutes réserves, l'on pense pouvoir la paralléliser, du moins en partie, au Schisto-gréseux.

*Série des Tassilis*

Dans le Tibesti et le Borkou affleure largement une puissante série qui montre la succession suivante, de haut en bas :

- (1) Grès durs, grès et poudingues dont les niveaux supérieurs appartiennent peut-être au Dévonien.
- (2) Psammites et grès argileux bariolés contenant des algues et traces fossiles attribuées au Silurien.
- (3) Conglomérat sporadique, grès avec intercalations de marnes schisteuses, le tout azoïque; stratification entrecroisée souvent visible.

Plus à l'Est, dans l'Ennedi et le Massalit, s'observent des formations d'âge identique qui se terminent sous forme de lambeaux posés sur le Cristallin. Les Grès du Massalit sont considérés comme continentaux, alors que le reste de l'ensemble est marin.

ROCHES INTRUSIVES ANCIENNES

Dans le chapitre consacré aux Formations précambriennes, les roches acides supposées intrusives ont été passées en revue: actuellement, nous devons nous contenter de séparer les principaux massifs dont les roches ne présentent pas d'orientation apparente; leurs contours indiqués sur la carte, n'ont qu'une valeur figurative et la plupart du temps, les relations de ces roches avec le socle, restent à préciser.

Quant aux roches basiques anciennes, elles percent fréquemment le socle, notamment en Oubangui; inconnues dans le Synclinal schisto-calcaire et schisto-gréseux, elles traversent par contre les ensembles de l'Ogooué et de Sembé-Ouessou, assimilés sous réserves à ces Séries.

Ce sont notamment des dolérites, parfois des gabbros et des péridotites, dont on rencontre des formes bien franches et plus souvent encore, les produits de transformation, amphibolites, pyroxénites . . . , dont il a été question plus haut.

LES FORMATIONS CONTINENTALES PALÉOZOÏQUES ET MÉSOZOÏQUES

*Le Karroo et le Kalahari*

Confondus naguère sur le territoire de l'A.E.F. sous la dénomination de *Lubilash*, ces deux étages peuvent en général y être distingués aujourd'hui, à la suite des travaux des auteurs belges et des indications qu'ils ont bien voulu nous donner.

*Plateaux batékés.*—Ces étendues situées au Nord de Brazzaville, sont constituées par des grès à stratification entrecroisée, en général tendres, visibles le long des vallées encaissées et surmontés de fortes épaisseurs de sables non stratifiés, ayant subi une action éolienne. Une coupe détaillée de la falaise d'Andiélé, dans la vallée du Congo, donne, de haut en bas, la succession suivante:

- (1) Sol superficiel sableux.
- (2) Grès dur en banc.
- (3) Grès jaunâtre, friable, en bancs à stratification entrecroisée.
- (4) Grès blanc rosé très friable, à grain fin.

- (5) Grès sableux rouge à grain très fin.
- (6) Grès argileux rouge très friable, à grain fin.
- (7) Grès kaolinique rouge très tendre, en minces lits à stratification entrecroisée.
- (8) Grès blanc rosé kaolinique, également en lits minces à stratification entrecroisée.

Les niveaux 5 à 8 appartiennent au Karroo, série du Kwango, tandis que les niveaux 1 à 3 font partie du Kalahari; le doute subsiste pour le niveau 4.

Dans les formations du Kalahari s'observent fréquemment des niveaux durs, silicifiés ou meulièrement, connus sous le nom de *Roches polymorphes*; certains auteurs en font un niveau-repère du Kalahari moyen, tandis que d'autres pensent à une métasomatose siliceuse relativement récente. Les petits fossiles qu'elles contiennent (*Estheria*, oogones de *Chara* . . .), n'ont malheureusement pas une grande signification stratigraphique.

D'autres roches silicifiées contenant des *Melania* et trouvées en blocs éboulés au bord du Congo, doivent appartenir à des témoins de formations post-Kalahari.

*Grès de la Haute-Sangha*.—Une vaste dépression du socle est comblée par des matériaux détritiques qui se raccordent, au Congo belge, à des formations analogues. En voici la coupe, de haut en bas :

- (1) Grès violacés ferrugineux passant au sommet à des argiles gréseuses ferrugineuses.
- (2) Grès blancs tendres, kaoliniques, grossiers, conglomératiques, à stratification entrecroisée, surtout vers le bas.
- (3) Niveau de base, conglomératique ou argileux, ferrugineux.

Les niveaux 2 et 3 appartiennent au Karroo, probablement à la série du Kwango, tandis que le doute subsiste pour le niveau 1.

Ces formations ont eu une assez grande extension vers le Nord et le Nord-Ouest; on connaît des témoins de grès conglomératiques au Cameroun dans la région de Bétaré-Oya et au Tchad, au Sud de Doba.

*Plateaux de Mouka et N'Délé*.—Ces plateaux sont formés d'une série de grès et de poudingues subhorizontaux, transgressifs sur la surface bosselée du substratum ancien; en voici une coupe, de haut en bas :

- (1) Niveau gréseux à stratification régulière et galets peu fréquents, auquel semblent se rattacher des grès schistoïdes et des schistes.
- (2) Niveau grés-conglomératique à stratification entrecroisée.

Ces formations peuvent être attribuées avec doute, au Karroo supérieur.

#### *Le Continental Post-Tassilien*

C'est un complexe d'origine continentale, dont l'âge s'étend en général du Dévonien moyen au Carbonifère moyen. Bien représenté à l'Ouest, au Nord et à l'Est du Tibesti ainsi que dans l'Ennedi, il a livré, en plusieurs points, des fossiles carbonifères.

#### *Le Continental Intercalaire*

La série définie sous ce nom, se place entre le Westphalien continental et la transgression céno-manienne, avec une lacune probable, postérieure au Carbonifère. On lui attribue, sous réserves, des formations principalement gréseuses qui affleurent dans le Nord du Cameroun et le Sud-Ouest du Tchad, contenant des bois silicifiés et des restes de poissons. Les Grès de Pala et de Léré en constituent les lambeaux principaux, auxquels on croit pouvoir rattacher les Grès de Garoua.

Enfin dans le Nord du Tchad, des séries continentales recouvrent en discordance les Grès des Tassilis et le Continental post-tassilien; ce sont les Grès de Nubie *sensu stricto*, où a été notée la coupe suivante, de haut en bas :

- (1) Grès chamois et bruns, souvent silicifiés, à stratification entrecroisée, avec bois silicifiés.
- (2) Grès blancs, schistes, marnes bigarrées.
- (3) Grès silicifiés et conglomérats.

Ces formations se rapportent au Continental intercalaire, mais n'ont pas encore été séparées partout du Continental post-tassilien, l'ensemble de ces deux séries ayant été longtemps désigné en bloc sous le même vocable de Grès de Nubie (*sensu lato*).

Nous ne savons pas encore exactement comment se fait le passage du Karroo et du Kalahari au Continental intercalaire: ces formations peu fossilifères sont très difficiles à dater; d'autre part, les affleurements sont très disséminés, dans des régions encore peu explorées. Il est certain que les travaux géologiques futurs permettront de relever des erreurs d'attribution, dans les lignes qui précèdent.

#### LE CRÉTACÉ ÉPICONTINENTAL

Dans le Nord du Cameroun se trouvent les témoins les plus orientaux de la Série de la Bénoué; ils n'ont livré jusqu'à présent que de mauvais fossiles et ce n'est que par assimilation aux formations fossilifères de la Northern Nigeria, qu'on leur assigne un âge cénomanien ou turonien.

#### LE CRÉTACÉ SUBLITTORAL

*Bassin du Gabon.*—Les terrains crétacés affleurent dans les régions côtières du Congo (Pointe-Noire), du Gabon et du Cameroun. Le bassin du Gabon est, de beaucoup, le plus étendu et des travaux particulièrement détaillés ont permis d'y reconnaître la succession suivante:

|                                             |                                    |
|---------------------------------------------|------------------------------------|
| Séries de Komandji et Namino .....          | Sénonien-Danien?                   |
| Série calcaire de Sibang .....              | Turonien                           |
| Série de Madiéla et série rouge .....       | Aptien supérieur-Albien-Cénomanien |
| Série salifère .....                        | } Aptien inférieur                 |
| Série de Cocobeach ( <i>s. str.</i> ) ..... |                                    |
| Série des Marnes à Poissons .....           |                                    |
| Série des Grès de N'Dombo .....             | } anté-aptiennes, base du Crétacé? |
| Série des Marnes de M'Vone .....            |                                    |
| Série de la rivière Agoula .....            |                                    |

Ces formations comprennent surtout des sédiments littoraux, sub-continentaux ou continentaux, mais certains niveaux qui ont donné de bons fossiles (Komandji et Namino, Sibang, Madiéla et Cocobeach), témoignent d'incursions marines de faible durée.

L'ensemble est sensiblement monoclinale et présente de légers pendages vers l'Ouest. La ride cristalline de Lambaréné-Chinchoua le sépare en deux bassins: un bassin oriental, formant une poche où affleurent les séries les plus anciennes et un vaste bassin occidental, largement ouvert vers la mer, où affleurent surtout les séries postérieures à l'Aptien.

*Bassin de Pointe-Noire.*—Moins connu et bien plus réduit que celui du Gabon, le Bassin de Pointe-Noire comprend deux ensembles d'affleurements séparés par un recouvrement plio-pléistocène.

La *Série de Pombou* affleure au contact du Cristallin du Mayombe et comprend des sédiments marneux, gréseux et calcaires sans fossiles, que l'on assimile sous réserves aux Séries de Madiéla et de Cocobeach du Gabon. Localement, cette série est surmontée par des grès fossilifères du Santonien inférieur.

Le long de la côte affleure par places une série qui débute par des sédiments sans fossiles qui peuvent correspondre au Turonien ou au Cénomanien; elle se continue par des formations gréseuses et calcaires contenant des faunes abondantes qui s'échelonnent du Coniacien au Campanien inférieur.

*Cameroun.*—Plusieurs gisements crétacés sont connus dans la région littorale, mais les études de détail ne sont pas encore terminées.

Tout au Sud du territoire, le Bassin de Campo comporte des formations attribuées à la Série de Cocobeach, d'âge aptien inférieur.

Plus au Nord, le Bassin du Wouri, bien plus étendu, est connu par un certain nombre d'affleurements isolés (Nyong, Logbadjek, Moungo), constitués surtout par des sédiments gréseux avec intercalations de niveaux marneux, argilo-schisteux et calcaires. Ces derniers ont livré de très belles faunes d'Ammonites, en majeure partie d'âge sénonien; celles de la Série du Moungo sont classiques.



## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Enfin le petit gisement de lignites de Dschang, situé dans le prolongement des *Coal Measures* de la région de Mamfe, peut appartenir aussi au Crétacé supérieur, à moins qu'il ne se rattache au *Lignite Group* (Post-middle Eocene).

### LES FORMATIONS TERTIAIRES

#### *Éocène Marin du Cameroun*

Cet étage est connu par la riche faune de Mollusques recueillie sur le Wouri, dans des argiles et des schistes argileux qui constituent la *Série de Bona N'Gando*, attribuée au Lutétien.

Dans la région du Lac Ossa, on distingue des grès argileux à Turritelles et à Bivalves, considérés comme appartenant à l'Éocène inférieur et plus haut, des niveaux de grès ferrugineux et de conglomérats attribués avec doute à l'Éocène supérieur.

#### *Continental Terminal*

On peut placer sous cette rubrique, la *Série de Pitti* au Cameroun et la *Série des Cirques*, au Gabon et au Congo français. Elles sont composées toutes deux de dépôts d'origine continentale, sans fossiles: grès, sables, limons et argiles de teintes diverses.

#### *Terrains des Hamadas*

Ces formations, si étendues au Sahara, ne sont représentées ici que par quelques placages, recouvrant très localement les terrains plus anciens, dans le Nord du Tchad.

### QUATERNAIRE

*Régions côtières.*—Les alluvions sont bien développées dans certaines zones, notamment dans le Bas-Ogooué; presque toujours sableuses, elles proviennent, d'une part de l'alluvionnement des cours d'eau, d'autre part, des apports sableux du courant côtier.

*Cuvette congolaise.*—Limitée au Nord et au Sud-Ouest par les formations du Karroo et du Kalahari, une zone basse, marécageuse et en grande partie couverte par le forêt, comprend au Moyen-Congo des sédiments composés de graviers et de sables plus ou moins argileux et humifères.

*Cuvette tchadienne.*—D'immenses espaces sont occupés, au Tchad et dans le Nord du Cameroun, par des formations sableuses et argileuses, percées çà et là, surtout vers le Sud, par le Cristallin. Ces formations peuvent être assez épaisses: des puits de 60 m., du Batha et du Mortcha, ne les traversent pas. Peut-être leur partie inférieure appartient-elle au Pliocène.

Au Nord du Lac Tchad, s'observent des zones de dunes entre lesquelles se trouvent localement des formations lacustres.

L'étude de détail de cet ensemble est encore à faire.

### ROCHES VOLCANIQUES ET INTRUSIVES RÉCENTES

*La Fracture du Cameroun.*—Cette grande fracture est jalonnée par toute une série de volcans qui représentent les îles d'Annobon, Sao Thomé, Principe, Fernando-Poo, le Mont Cameroun, puis, sur la frontière franco-britannique, le Mont Koupé, les Manengouba, les Bambouto; enfin des manifestations volcaniques plus réduites ont laissé des traces dans les régions de Banyo, Garoua, Maroua et jusque sur la rive Sud du Lac Tchad, tandis qu'à l'Est de cette ligne, la région de N'Gaoundéré est largement recouverte de laves basaltiques.

On peut distinguer par ordre chronologique, trois grandes séries de laves dont la superposition a été étudiée depuis le littoral jusqu'aux Bambouto:

- (1) La *Série noire inférieure*, composée de basaltes et d'andésites, qui s'est épanchée à une époque comprise entre le sommet du Crétacé et celui de l'Éocène.
- (2) La *Série blanche moyenne*, comprenant surtout des trachytes et des phonolites, qui s'est épanchée partiellement sur la précédente, notamment dans les Manengouba et surtout les Bambouto, sans doute vers la fin du Néogène.

- (3) La *Série noire supérieure*, composée de roches basaltiques et bien représentée autour du Mont Koupé et des Manengouba, surtout sous forme de cônes et de cratères, isolés ou en groupes, disséminés parmi les séries précédentes. Son âge est certainement quaternaire.

Une mention spéciale doit être faite pour le horst syénitique du Mont Koupé, sans doute créacé supérieur ou éocène.

Plus loin vers le Nord-Est, l'étude des formations volcaniques est encore fragmentaire; on connaît des trachytes et des basaltes près de Fouban, des trachytes et des andésites dans la région de Banyo, des basaltes et des trachyandésites dans la région de Maroua, enfin quelques pointements de rhyolites, dont le plus septentrional atteint le Lac Tchad à Hadjer el Hamis.

*Le Tibesti.*—Il constitue un massif important, situé au centre du continent africain et comprenant, d'une part, des dykes qui ont percé les terrains antécambriens et primaires, d'autre part, le massif volcanique. Les dykes sont continués par des roches très variées, soit à néphéline, soit dépourvues de feldspathoïdes.

Dans le massif volcanique, on observe surtout des laves et des produits de projection, parfois aussi des intrusions (dolérites, syénites . . .), ces dernières peu visibles par suite de la jeunesse de l'édifice. Les éruptions, impossibles à dater exactement, remontent tout au plus à la fin du Tertiaire, pour les plus anciennes. De même qu'au Cameroun, on distingue des basaltes surmontés d'une série blanche (trachytes, phonolites, rhyolites), percée elle-même par des basaltes très récents.

Les rhyolites se présentent localement sous forme d'aiguilles comparables à celle de la Montagne Pelée, tandis que les caldeiras du Toussidé (rhyolites) et du Koussi (trachytes) témoignent de phénomènes explosifs de grande ampleur.

Après l'évocation de ces grands massifs volcaniques, l'on ose à peine signaler le petit affleurement de basanitoïde à olivine qui perce le Crétacé à la Pointe N'Gombé, au Sud de l'estuaire du Gabon et enfin les quelques coulées de basalte, connues dans l'Ouadaï et l'Ennedi, sur le socle et sur les grès primaires.

#### TECTONIQUE

Ces régions font partie du bouclier de l'Afrique centrale, à peu près figé depuis le début des ères datées, à l'exception du Katanga et des Congolides.

On peut distinguer la tectonique du Socle, celle des Congolides, celle des Séries de couverture, enfin les accidents tectoniques de la Ligne du Cameroun.

*Le Socle.*—L'étude géologique du Socle étant encore ici à ses débuts, il est bien délicat d'aborder la tectonique de séries sans doute complexes, mais que nous sommes obligés temporairement de réunir en des ensembles artificiels. Les seules données que nous possédions actuellement, sont des directions de plissement, des notions éparses sur le degré du métamorphisme et sur la migmatisation.

Les plissements qui ont affecté les terrains anciens de cette partie de l'Afrique doivent être rapportés à l'orogénèse huronienne, ce terme étant pris dans le sens le plus large (Archafrizides de E. Krenkel, correspondant aux Saharides de E. Suess).

Presque partout, on note une direction principale Nord Nord-Est, sauf dans le Sud du Gabon et du Moyen-Congo où cette direction s'infléchit pour devenir Nord-Ouest. Des directions ou anomalies locales Ouest Nord-Ouest ont été observées en outre, notamment dans l'Oubangui central et le Cameroun; dans ce dernier pays, cette direction correspond peut-être à des épisodes plus récents.

En général, le métamorphisme n'est pas très profond: si l'on connaît des gneiss de catazone, comme au Gabon, le cas le plus général est celui de roches attribuables à la partie supérieure de la mésozone, associées à des roches d'épizone qui arrivent elles-mêmes dans certains cas (Mayombe et Oubangui central) à passer à des formes d'où toute trace de métamorphisme est absente.

Le front des migmatites a pénétré dans ces séries à des niveaux divers et des formes évoluées ont pu donner certains des massifs granitiques distingués sur les cartes d'ensemble.

*Les Congolides.*—Seule la partie Nord-Ouest de cette chaîne, parallèle à la côte atlantique, est située en territoire français où elle constitue le Synclinal N'Gounié-Nyanga-Niari.

Déterminé par des poussées venues du Sud-Ouest, le plissement a intéressé le Quartzo-schisteux du Mayombe, les Séries schisto-calcaire et schisto-gréseuse. Le Quartzo-schisteux, fortement redressé, s'est renversé par places sur le Schisto-calcaire qui a été soumis à une tectonique beaucoup plus douce; enfin le Schisto-gréseux n'a connu que des mouvements tardifs, mais un rejeu de l'ensemble s'est traduit, principalement vers le Nord du synclinal, par toute une série de fractures et de décollements.

*Les Séries de Couverture.*—Le Karroo et le Kalahari ne montrent qu'un faible relèvement sur le pourtour de la Cuvette congolaise et les études ne sont pas assez poussées pour affirmer ou infirmer la présence de failles intéressant ces ensembles.

La Série tassilienne, représentée au Nord du Tchad, est en général subhorizontale; elle atteint néanmoins une altitude voisine de 2.000 m., par suite de mouvements épirogéniques, sans doute récents. En divers points de ces régions, des failles récentes ont été signalées.

Les terrains crétacés du Gabon présentent une structure monoclinale avec de faibles pendages vers l'Ouest. Des failles de directions Nord-Ouest et Nord-Est intéressent les séries anté-apitiennes et apitiennes et dépendent sans doute de déformations du socle. Par contre, les séries post-apitiennes sont intéressées, au contact des terrains anciens, par des plis et des failles attribués en outre à des migrations du sel.

*La Ligne du Cameroun.*—Le Cameroun occidental est une zone de moindre résistance qui a été le siège d'accidents de grande amplitude. La phase la plus active a dû se produire à la fin du Crétacé, avec la formation du fossé, par effondrement entre des failles parallèles dirigées Nord-Est et la première série d'éruptions basaltiques. De nombreuses failles se sont produites dans le cours de l'Éocène, puis un nouvel épisode volcanique a donné, à la fin du Tertiaire, les épanchements de trachytes et de phonolites. Enfin au Quaternaire, une dernière phase volcanique plus faible jalonne de petits cônes la chaîne qui désormais se fige, tandis que seul, le Mont Cameroun reste en éveil.

#### RÉFÉRENCES

- ANONYME (Mouta, Vasconcelos, Lepersonne, Cahen, Goffin, Marelle, Chochine, Dévigne). 1945-47. Compte-rendu de la réunion des géologues du Congo occidental, tenue à Léopoldville les 10, 11 et 12 décembre, 1945. *Bull. Serv. géol. Congo belge et Ruanda Urundi*, no. 1, 1945, pp. 7-25, et *Bull. Serv. Mines A.E.F.*, no. 3, 1947, pp. 7-20.
- VAN AUBEL, R. 1939. Contribution à l'étude géologique des lamidats de Boubandjidda et de Bibémi (Cameroun septentrional). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> série, 9, pp. 211-223, et 611-624.
- 1939. Sur le conglomérat de Bandja (rivière Kadei, Moyen-Congo). *Comptes Rendus Soc. géol. Fr.*, fasc. 12, pp. 185-186.
- 1948. Itinéraire de Ngaoundéré à Rey-Bouba (Cameroun septentrional). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> série, 18, pp. 69-73.
- AUBERT, G. 1941. Les sols de la France d'Outre-mer. *Coll. de Monogr. et mises au point, Minist. de l'Agriculture, Paris*, 90 pp.
- BABET, V. 1947. Exploration de la partie méridionale des Plateaux batékés (1933). *Bull. Serv. Mines A.E.F.*, no. 3, pp. 21-56.
- 1947. Introduction à l'étude des sols de l'A.E.F. : Sur les caractères physiques généraux des sols en rapport avec la roche-mère (1937). *Bull. Serv. Mines A.E.F.*, no. 3, pp. 57-72.
- 1948. Exploration géologique et minière de la Haute-Sangha et de la région de Bouar-Baboua (1934). *Bull. Serv. Mines A.E.F.*, no. 4, 110 pp.
- BEHREND, F. 1940. Der geologische Bau von Kamerun. *Mitteilungen der Gruppe Deutscher Kolonialwirtschaftlicher Unternehmungen, Berlin*, Walter de Gruyter édit., 2, pp. 183-204.
- CAPPONI, A. 1944. Le lignite de Dschang (Cameroun). *Bull. Soc. Etudes camerounaises*, no. 7, pp. 75-86.
- CHOUBERT, B. 1946. Sur les terrains métamorphiques du Gabon occidental. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 222, no. 6, pp. 329-331.
- 1946. Sur la géologie de la partie occidentale de l'A.E.F. *Bull. Soc. géol. Fr.*, 5<sup>e</sup> série, 16, pp. 19-28.
- 1946. Sur la présence de diamant au Gabon (A.E.F.), en relation avec des kimberlites et des roches carbonatées métamorphiques. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 223, pp. 638-640.
- DESIO, A. 1941. Una ricognizione nel Tibesti settentrionale. *Istit. geol., paleont. e geogr. fisica, R. univ. Milano*, série Ge., pubbl. no. 1.
- 1942. Il Tibesti Nord-Orientale. *Reale Soc. Geogr. Ital.*, 232 pp.
- DIXEY, F. 1946. The relation of the main peneplain of central Africa to sediments of Lower Miocene age. *Quart. Journ. Geol. Soc., London*, 101, pp. 243-253.



- DRESCH, J. 1946. Notes de géomorphologie congolaise. *Bull. Assoc. géogr. Fr.*, nov.-déc., nos. 181-182, pp. 116-123.
- FURON, R. 1939. La géologie des côtes occidentales de l'Afrique. Contribution à l'étude paléogéographique de l'Océan Atlantique. *Rev. gén. Sci., Paris*, pp. 350-357.
- 1947. Sur le Cambrien et l'Ordovicien marins de l'Ouest africain. *Comptes Rendus Soc. géol. Fr.*, 16 juin, fasc. 11, pp. 233-234.
- 1947. Géologie et ressources minérales de l'A.E.F. *Rev. gén. Sci., Paris*, 54, pp. 129-133.
- GAZEL, J. 1947. Le Calcaire au Cameroun français. *Bull. Soc. Etudes camerounaises.*, nos. 17-18, pp. 21-39.
- GÈZE, B. 1941. Sur les massifs volcaniques du Cameroun occidental. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 212, pp. 498-500.
- 1941. Note complémentaire sur la chaîne volcanique du Cameroun occidental. *Comptes Rendus Soc. géol. Fr.*, fasc. 6, pp. 23-25.
- 1942. Observations sur les sols du Cameroun occidental. *Ann. agron., Paris*, 1<sup>o</sup> trim., 29 pp.
- 1943. Géographie physique et Géologie du Cameroun occidental. *Mém. Muséum Paris.*, 17, pp. 1-271.
- HAUGOU, P. 1943. Carte géologique no. 3 (Cameroun 1/1.500.000). Yaoundé.
- 1944. Le Cameroun à travers les périodes géologiques. *Bull. Soc. Etudes camerounaises*, no. 6, pp. 3-60.
- , KORETZKY, G., et TRIAL, L. 1946. Étude de l'assèchement possible du Lac Tchad. *Bull. Soc. Etudes camerounaises*, nos. 13-14, pp. 7-26.
- JÉRÉMINÉ, E. 1941. Sur les laves des massifs volcaniques du Cameroun occidental. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 212, pp. 495-498.
- 1943. Contribution à l'étude pétrographique du Cameroun occidental. *Mém. Muséum, Paris*, 17, pp. 273-320.
- KORABLEFF, G. 1940. Contribution à l'étude de la géologie et de la géologie appliquée de l'Oubangui-Chari oriental et du Cameroun sous mandat français. *Librairie sociale et économique, Paris*, 1, 192 pp.
- 1946. Une coupe géologique schématique de Mayoumba à N'Dendé (Gabon). *Bull. Muséum, Paris*, 2<sup>o</sup> série, 18, no. 5, pp. 456-459.
- LEGOUX, P., et HOURCQ, V. 1943. Esquisse géologique de l'A.E.F. (Notice explicative de la carte géologique provisoire de l'A.E.F. au 1/3.500.000). *Bull. Serv. Mines A.E.F.*, no. 1, 96 pp.
- LELUBRE, M. 1945. Le Tibesti septentrional. Esquisse morphologique et structurale. *Acad. Sci. coloniales*, 20 pp.
- 1946. Sur les séries antécambriennes du Tibesti septentrional. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 223, no. 11, pp. 429-431.
- POLINARD, E. 1941. Migmatites et gneiss d'injection de l'Oubangui-Chari. Quelques particularités de l'injection feldspathisante. *Bull. Soc. géol. Belg., Liège*, 64, 1940-41, pp. B. 263-267.
- SANDFORD, K. S. 1946. The Geology of French equatorial Africa: Review. *Geogr. Journ. London*, 107, nos. 3-4, pp. 144-149.
- TILHO, J. 1947. Le Tchad et la capture du Logone par le Niger. *Gauthier-Villars édit., Paris*, 1, 202 pp.

# South Africa and Madagascar

## THE STRATIGRAPHICAL SUCCESSION IN THE RICHTERSVELD, NAMAQUALAND

By S. H. HAUGHTON

South Africa

### ABSTRACT

Recent detailed mapping of the inhospitable mountain region known as the Richtersveld in Namaqualand near the mouth of the Orange river has thrown light on the true geological succession there. The recognized three groups of the Kheis system—the Marydale, Kaaien, and Wilgenhout Drift series—were folded, invaded by the Namaqualand granite-gneiss and either strongly metamorphosed or, farther to the east, granitized. Subsequent to the main intrusions there were deposited, in unconformable succession, the thick Stinkfontein series consisting mainly of arenaceous beds, the Kaigas series (largely calcareous), and the Numees series with its thick and persistent tillite. The strike of this succession is approximately north-south, whereas that of the pre-granite Kheis succession is here predominantly east-west. Earlier observers failed to note the unconformity between the two arenaceous groups, the Stinkfontein and the Kaaien, where the former rests on the latter.

Söhnge and de Villiers have interpolated between the Kheis and the Stinkfontein a new system which they have called the Gariiep, having the same general strike as the latter, but showing evidence of having been invaded by the granite-gneiss. Faulting on a major scale is invoked by them to explain the anomalous relationships of this system of arenaceous, calcareous and argillaceous rocks with the Kheis on the one hand and the Stinkfontein-Kaigas-Numees succession on the other.

Tentatively it is suggested that the following correlations may be made with the established succession in the Transvaal.

|        |   |                          |
|--------|---|--------------------------|
| Numees | = | Pretoria series          |
| Kaigas | = | Dolomite plus Black Reef |
|        |   | (Unconformity)           |

Stinkfontein = Lower half of Witwatersrand system

The Nama system is partly preserved, with the Kuibis beds at the base overlain by the Schwarzkalk. The succession is almost undisturbed, and is obviously younger than the steeply dipping and faulted Stinkfontein-Kaigas-Numees succession. The suggested correlations for the latter depend largely on the probable contemporaneity of the important tillites in the Numees and Pretoria (Griquatown) series. If this can be established, then the Nama system must be younger than the Transvaal system and, on tectonic grounds, probably younger than the Waterberg-Matsap system.

Although the basal part of the Nama system is definitely fossiliferous, the age of the fossils is not determinable as yet; from evidence obtained in the Vanrhynsdorp district it would seem that the Nama beds are older than those of the Cape system, whose second member (the Bokkeveld series) has a lower Devonian marine fauna.

# NOTICE GÉOLOGIQUE DE MADAGASCAR

Par A. LENOBLE

France

## RÉSUMÉ

### *Terrains Cristallins.*

On distingue une succession de séries cristallophylliennes du Précambrien au Dévonien, très plissées, et présentant un faciès de métamorphisme décroissant, la *série des schistes et quartzites* étant datée du Dévonien par la présence d'une écaille de *Lépidodendrée*; les séries antérieures ne sont pas datées. Toutes ces séries reposent en discordance sur le socle ancien gneissique ou orthogneissique et sont traversées d'intrusions acides ou basiques dont la chronologie est établie suivant qu'elles affectent ou non la série cristallophyllienne la plus récente.

La corrélation des séries cristallophylliennes malgaches avec les séries Africaines reste à définir.

### *Terrains Sédimentaires.*

Les terrains sédimentaires n'ont subi aucun mouvement orogénique important. Ils débutent par des formations continentales, similaires à celles de l'Afrique Australe et appelées Karroo.

A partir du jurassique supérieur les dépôts sont marins et présentent souvent de belles faunes.

Avec le miocène, se terminent les dépôts sédimentaires marins.

Des formations continentales mio-pliocènes se sont déposées dans l'Extrême Sud et à l'Ouest.

Des dépôts lacustres plio-pleistocènes remblaient les grandes fosses des Hauts Plateaux.

Les faunes malgaches présentent dans l'ensemble de grandes affinités Sud-Africaines et Sud-Asiatiques, mais à partir du Tertiaire les faunes marines prennent un caractère d'universalité et la flore et la faune insulaires aboutissent à l'endémisme accusé de l'époque actuelle.

Les séries sédimentaires sont traversées de roches éruptives. Parmi elles, celles présentant le plus grand développement sont les roches volcaniques plio-pleistocènes.

CETTE notice a été établie d'après le mémoire de H. Besairie "La Géologie de Madagascar en 1946"—qui résume toutes les connaissances sur la géologie Malgache.

## LES TERRAINS CRISTALLINS ANCIENS

Les terrains cristallins anciens se répartissent, du Précambrien au Dévonien, dans les groupes ci-dessous:

(5) Série des schistes et quartzites (Dévonien).

~~~~~ Discordance.

(4) Série des cipolins.

(3) Série de Vohimena.

~~~~~ Discordance.

(2) Système Anosyen granitique et orthogneissique } Socle ancien.

(1) Système Androyen surtout paragneissique } Précambien.

Ces terrains composent le substratum et s'étendent dans les zones orientales et centrales sur toute la longueur de l'île.

*Le Socle ancien.*—Le socle ancien est formé d'un ensemble paragneissique (Androyen) traversé par un complexe granitique fréquemment transformé en orthogneiss (Anosyen).

L'Androyen est un système à paragneiss prédominants, à structure granoblastique, avec des faciès de métamorphisme profond, associé à des orthogneiss variés, acides ou basiques; le tout se présentant avec une structure isoclinal serrée. Pétrographiquement les types les plus largement dominants sont des gneiss peu ou pas micacés souvent un peu pyroxéniques ou amphiboliques, plus ou moins rubannés, mais non schisteux. Associés aux gneiss on rencontre des leptynites, des quartzites, des cipolins, des amphibolites, des pyroxénites, des wernéritites, plus rarement des micaschistes et parfois des roches



hyperalumineuses, intéressantes par leur richesse en grenats, sillimanite, cordiérite, spinelle. Les gneiss et leptynites à graphite sont fréquents. Il faut mentionner des roches spéciales: les pyroxénites à phlogopite, à spinelle; les gneiss à sapphirine et le cortège des sakénites (plagioclases alumineuses), la lamboanite, curieuse roche à plagioclase, grenat et cordiérite, très déficiente en silice, la sagvandite, des parapéridotites. Des orthogneiss francs, avec ortholeptynites, gneiss d'injection, migmatites, s'intercalent dans cet ensemble de même que des orthopyroxénites, des orthoamphibolites, des serpentines. Les minéralisations du système androyen comprennent du graphite, très abondant, la phlogopite, le grenat, des métaux (or, cuivre, manganèse, nickel et les minéraux des pegmatites).

Dans l'extrême Sud, où l'absence de latérite facilite les investigations, l'Androyen a été séparé zonéographiquement en plusieurs groupes à caractères minéralogiques et métallogéniques distincts.

Le système intrusif Anosyen, essentiellement granitique, mais parfois monzonitique, est caractérisé par l'association de granite monzonitique avec la séquence des roches à faciès malgachitique (malgachites), dont les analogies avec les charnockites sont très étroites. Fin ou porphyroïde, très déformé et passant à des orthogneiss, ou bien à structure caractéristique, le granite forme de très vastes massifs avec enclaves flottantes de paragneiss, mais aussi des pointements et surtout des dykes laccolitiques.

Par comparaison avec les régions voisines (Indes, Afrique), nous datons tout cet ensemble du précambrien.

*La Série de Vohimena.*—Sur le socle ancien repose en discordance un complexe paragneissique dénommé série de Vohimena, dont le degré de métamorphisme est variable mais où les faciès profonds sont rares. Dans le centre et le Nord de l'île, les caractères stratigraphiques et lithologiques sont identiques avec épaisseur assez faible (100 mètres), discordance basale, niveau inférieur formé de roches d'origine calcaire (parapyroxénites, amphibolites, grenatites, épidotites, cipolins) et un niveau supérieur d'origine grésoschisteuse (micaschistes, chloritoschistes, talcschistes, quartzites). Dans le Sud (Ivohibe-Ihosa) l'épaisseur est beaucoup plus considérable (au moins 1.000 mètres) avec une puissante série micaschisteuse à la base recouverte par des quartzites et des roches à épidote.

La série du Vohimena a été facilement morcelée par l'érosion, les formations qui la constituent étant très altérables et peu résistantes; aussi dans les zones élevées de l'île, ne subsiste-t-elle qu'à l'état de lambeaux témoins, de puissance et d'étendue relativement faibles; par contre, dans la région Est, où elle semble avoir comblé les fonds d'une surface topographique à relief très accidenté elle forme encore des affleurements à peu près continus au pied des falaises.

Partout où elle a été reconnue, que ce soit dans l'Ouest de l'île (régions de Miandrivazo, Ankavandra, de Tsiroanomandidy, de Maevatanana) dans l'Est (régions de Nosy Varika, de Mahanoro, de Soanierana, Maroantsetra ou d'Andapa) dans le centre (région d'Ambatolampy, Tsinjoarivo, d'Arivonimamo, d'Anjamanga, d'Antsirabé, d'Ambositra, de Solila ou de Tsitondroina), la série de Vohimena présente toujours le caractère essentiel, remarquablement constant, de sa position en discordance sur le socle précambrien.

Si la structure de la série du Vohimena ne diffère pas dans l'ensemble de celle du Socle ancien, on remarquera cependant localement des anomalies structurales qui lui sont particulières et qui se traduisent surtout pas une structure isoclinale moins régulière que celle des gneiss (nombreuses variations de pendage, verticalités fréquentes, plissements, etc., qui n'affectent pas le Socle ancien) mais la direction reste invariablement la même dans les deux systèmes.

Le degré de métamorphisme de la série de Vohimena ne permet pas d'y trouver des organismes fossiles qui puissent la dater.

La série de Vohimena est particulièrement intéressante par la diversité de ses minéralisations dont certaines sont d'un haut intérêt économique: or en imprégnations diffuses ou en veines quartzéuses, cuivre et plomb en gîtes de contact et veines quartzéuses, corindon, grenat, sillimanite, disthène, zircon, magnétite, graphite.

*La série des Cipolins.*—Cette série, connue seulement dans le centre de Madagascar, est essentiellement constituée de calcaires cristallins, parfois dolomitiques.

La Série des Cipolins repose en discordance sur le Socle ancien mais on ne connaît pas ses rapports avec la série précédente du Vohimena.

La discordance qui sépare la série des Cipolins du Socle n'est pas toujours facile à observer, cette série ayant ses affleurements principaux dans une région granitique et orthogneissique; elle n'est vraiment nette qu'en deux points: au S.W. de Betafo, sur le plateau d'Analavava (Ialamalaza-Antsensindrano) et au Sud d'Antsirabe près des sources de la Sahatany.

La série des Cipolins n'est représentée que dans la région comprise entre Ambositra, Antsirabe, Ambatofinandrahana, où elle forme la base de la série plus récente des schistes et quartzites.

La structure de la série des Cipolins est soit monoclinale soit isoclinale, la structure isoclinale n'existe guère que dans certaines zones, comme la vallée de la Vohimambo, où les calcaires cristallins montrent des phénomènes d'écrasement intense indiquant des mouvements tangentiels puissants.

Les failles y sont fréquentes et particulièrement les plis-failles; ces failles affectent d'ailleurs des séries plus récentes, elles sont donc nettement postérieures à la série des Cipolins. Aucun organisme fossile ou reste organisé n'ayant été trouvé dans les calcaires cristallins, l'âge de cette série reste indéterminé.

Les intrusions acides dans la série des Cipolins ont produit de nombreuses minéralisations sans toutefois fournir de gisements suffisamment importants, à l'exception du gisement d'Ambatofangehana.

Les phénomènes de métamorphisme se sont manifestés dans les cipolins par une production de minéraux dans la zone de contact immédiat et une minéralisation par imprégnation ou par substitution plus ou moins étendue. Les minéraux les plus fréquents sont chalcopryrite, pyrite, galène avec leurs produits d'altération; l'or est rare et présent uniquement dans les zones de décomposition des pyrites, ce qui indique son origine.

*La série des schistes et quartzites.*—Avec des plis peu serrés et une allure parfois monoclinale, cette série repose en discordance totale sur toutes les formations antérieures. Elle affleure surtout dans le Nord-Est, le Centre et se poursuit dans le Sud-Est jusque vers Midongy du Sud. Lorsqu'elle est complète, elle comprend un niveau inférieur schisteux qui présente jusqu'à 200 mètres d'épaisseur et un niveau supérieur quartzique dont la puissance peut atteindre 600 mètres. La cristallinité y est variable et passe des micaschistes à des schistes micacés, à des phyllades et schistes carburés. Les quartzites sont vitreux ou du type itacolumite. La minéralisation comprend de l'or en gîtes de contact, du rutile et aussi du cristal de roche.

Dans la masse des quartzites où à leur base, on trouve des niveaux conglomératiques irréguliers, mais on n'en connaît pas à la base des schistes. Seule de tout l'ensemble cristallin, cette série est datée du Dévonien par la présence d'une écaille de *Lépidodendrée*, accompagnée d'un gastropode indéterminable, recueillie dans les schistes du niveau inférieur.

*Les roches éruptives anciennes.*—Nous avons déjà séparé les granites anosyens dont la caractéristique est l'association avec les malgachites. Il en est d'autres qui peuvent se classer provisoirement dans les catégories suivantes:

Les granites syntectoniques du type Kalambatreon (Massif de Kalambatitra à l'Est de Betroka), ou vieux granite, sont monzonitiques, à microcline et plagioclase acide; ils se présentent en massifs, en bancs laccolitiques et en pointements batholitiques. Toujours plus ou moins déformés, passant même à des orthogneiss avec ou même sans structure résiduelle, ils sont souvent entourés d'une auréole de gneiss d'injection. Ils occasionnent fréquemment un important métamorphisme de contact grenatifère dans les paragneiss encaissant. Le type le plus commun est grenu mais il est aussi des formes porphyroïdes passant à des orthogneiss ocellés. Ces granites traversent la série de Vohimena mais non celle des schistes et quartzites. Ils sont associés parfois à des monzonites et plus rarement à des granites alcalins.

Plus récents et très peu déformés sont les granites post-tectoniques du type Andringitréen (Massif de l'Andringitra au Sud d'Ambalavao) ou jeune granite. Egalement calco-alcalins ils se présentent surtout en massifs à contours nets ou en larges filons; ils recoupent toutes les formations cristallines y compris la série des schistes et quartzites.



#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Il faut classer à part les granites des Ambatomiranty, roches très peu déformées qui se présentent en dykes étroits mais de longueur atteignant plusieurs kilomètres, qui paraissent encore plus récents que les précédents.

Les roches éruptives basiques pourraient être aussi classées en vieilles et jeunes, suivant leur degré de transformation; certains massifs de gabbros non déformés ou peu déformés (Itsindro) sont postérieurs aux séries cristallophylliennes et en particulier à la série des cipolins; d'autres sont nettement antérieurs tels que les serpentines nickelifères de Valozoro et Ambolobarabe, les gabbros à magnétite titanifère de Vongoa, etc., d'autres sont presque entièrement transformés en gneiss: orthopyroxénites cuprifères (Fitampito), orthopyroxénites à chromite des provinces pétrographiques basiques de la Sanisora et de Ranomena (Tamatave), etc. . . .

Les roches éruptives anciennes sont fort intéressantes du point de vue minier. Le métamorphisme de contact produit du graphite dans les micaschistes, développe du corindon, du rutile, de la pyrite aurifère; dans les cipolins les mêmes granites sont responsables de la formation de gîtes de cuivre et de plomb tandis que dans les schistes ils s'accompagnent de veines aurifères. Les pegmatites renferment des gemmes et des minéraux économiques (béryls, tourmalines, topazes, etc. . . .) minéraux radioactifs et de terres rares. C'est à l'influence du magma granitique ancien que sont dus les gîtes pegmatoïdes de phlogopite et sans doute aussi les veines quartzzeuses cuprifères.

*Les séries cristallophylliennes dans leur cadre mondial.*—La corrélation des séries Malgaches avec les séries Africaines reste à établir; la seule série qui semble pouvoir être rattachée facilement, est la série des schistes et quartzites qui paraît correspondre à la série de Witteberg. La question reste toutefois à résoudre.

#### LES TERRAINS SÉDIMENTAIRES

Le deuxième grand groupe des formations géologiques de Madagascar est constitué par les terrains sédimentaires. Ces terrains forment une large bande sur la côte Ouest de l'île mais on en rencontre aussi quelques lambeaux très peu étendus sur la côte Est.

Alors que les terrains cristallins sont très plissés, les terrains sédimentaires, au contraire, n'ont subi aucune action orogénique notable et se sont déposés régulièrement. Ils présentent un très faible pendage vers la mer.

*Le Karroo.*—Par analogie avec des formations similaires de l'Afrique australe, on a donné le nom de Karroo à l'ensemble des dépôts continentaux qui se sont déposés du Carbonifère au Jurassique moyen. Le Karroo malgache, tout en conservant les traits généraux du Karroo Sud-africain, possède une individualité propre, due surtout à l'existence de nombreuses intercalations marines. Il est divisé en trois groupes séparés par des discordances.

*Le groupe de la Sakoa*, à la base de la série sédimentaire, présente les divisions suivantes:

(4) Calcaires marins de Vohitolia à *Productus* et *Spirifer*.

(3) Série rouge inférieure.

(2) Couches à charbon.

(1) Schistes noirs et conglomérats (tillites).

Les schistes noirs et conglomérats forment la base du groupe et ont une épaisseur allant jusqu'à 150 mètres. Les schistes renferment des empreintes de *Schizoneura*. Les conglomérats sont d'origine glaciaire et tout à fait semblables à la tillite de Dwyka.

Les couches à charbon, épaisses d'une centaine de mètres, sont constituées par des grès avec de très importantes couches de houille et quelques schistes. Elles ont fourni des Fougères: *Gangamopteris* et *Glossopteris*. Cette association est caractéristique de l'Ecce Sud-africain.

La série rouge inférieure, épaisse de 600 mètres, renferme des grès verts à feldspaths roses et des argiles rouges à Bois silicifiés et, au sommet, des niveaux conglomératiques.

Le groupe de la Sakoa se termine par une invasion marine qui s'étendit sur toutes les côtes Nord et Ouest de Madagascar. Dans le Nord se déposèrent des grès et des marnes à *Productus* et *Spirifer* (Ankitokazo), dans l'Ouest des niveaux discontinus de calcaires (Ankavandra, Beroroha) et dans le



Sud-Ouest un horizon à *Productus* et *Spirifer* connu sous le nom de calcaire de Vohitolia. A cette époque, pour la première fois et d'une manière éphémère, le Canal de Mozambique a commencé à fonctionner.

Le groupe de la Sakoa est entièrement représenté dans le Sud-Ouest. Il est connu, mais avec un développement moindre, dans la région de Malaimbandy.

*Le groupe de la Sakamena.*—Transgressif et discordant sur le précédent, ce groupe, essentiellement schisteux, s'allonge du Sud-Ouest jusqu'au Cap Saint-André. Il présente là un faciès continental mais renferme quelques intercalations marines. On retrouve le groupe dans l'extrême Nord, avec un faciès entièrement marin. Dans la zone intermédiaire, le groupe disparaît sous la transgression des étages supérieurs.

Dans son faciès continental, le groupe de la Sakamena présente les divisions suivantes:

(3) Schistes, argiles, grès.

(2) Schistes à Reptiles.

(1) Schistes à Plantes (*Glossopteris*) avec conglomérat de base.

Le faciès marin du groupe de la Sakamena est particulièrement intéressant parce qu'il a fourni de très belles faunes. Il affleure dans deux bassins, au Nord de l'île, le bassin d'Ankitokazo à l'Ouest, le bassin de Barabanja à l'Est. On y distingue les niveaux suivants:

(4) Couches de Barabanja: Grès, schistes, calcaires.

(3) Couches à Poissons et Ammonites: Schistes argileux.

(2) Couches à *Claraia*: Schistes argileux.

(1) Couches à *Kenaspis* et *Cyclolobus*: Grès argileux.

Les couches à *Kenaspis* et *Cyclolobus*, bien datées par ces Ammonites du Permien supérieur, reposent sur les grès à *Productus* et *Spirifer* du sommet du groupe de la Sakoa. La faune est très riche en individus se rapportant à un petit nombre de genres.

Les couches à *Claraia* forment la limite entre le Permien et le Trias. Elles correspondent à l'Otoceratan, mais n'ont pas fourni d'Ammonites. Ce sont des schistes peu épais.

Les couches de Barabanja, montrent une très belle faune d'Ammonites appartenant au Flemingitan: *Flemingites*, *Meekoceras*, *Clypeoceras*, *Proptychites*, *Hedemstroemia*, etc.

*Le groupe de l'Isalo.*—Transgressif et discordant sur le précédent, le groupe de l'Isalo débute par un conglomérat de base et s'étend sans interruption du Nord au Sud-Ouest de l'île. Il est dans l'ensemble surtout continental, mais des horizons marins s'y développent à divers niveaux.

Le groupe de l'Isalo se divise en trois séries que, pour éviter toute confusion avec des dénominations

|                                          |                    |           |
|------------------------------------------|--------------------|-----------|
| Bathonien                                | moyen<br>inférieur | Isalo III |
| Bajocien                                 |                    |           |
| Lias supérieur                           |                    | Isalo II  |
| Néo Lias moyen                           |                    |           |
| Eo Lias moyen<br>à<br>Eo Trias supérieur |                    | Isalo I   |
| Sakamena                                 |                    |           |

antérieures, nous nommerons Isalo I, Isalo II, et Isalo III et qui s'ordonnent ainsi dans la série stratigraphique.

L'Isalo I, d'épaisseur variant de 100 à 500 mètres est formé de grès massifs, mais tendres, mal cimentés, à stratification entrecroisée, sans fossiles. Il se poursuit sur toute la côte Ouest avec les mêmes caractères. C'est au sommet de cette formation que se trouvent les gros amas de grès bitumineux de la région de Morafenobe.

La limite entre l'Isalo I et l'Isalo II est marquée dans toute la moitié Nord de Madagascar par un niveau marin de Néo Lias moyen, bien daté par la présence de *Spiriferina rostrata* et *Bouleiceras nitescens*.

Dans la moitié Sud de l'île, l'Isalo II présente un faciès continental, avec des grès tendres à stratification entrecroisée, alternant avec des argiles vertes ou rouges. L'épaisseur est considérable et atteint près de 1.000 mètres. Les fossiles sont des Bois silicifiés parfois de très grande taille (*Araucarioxylon*, *Cedroxylon*), des restes de Poissons (*Ceratodus*), de Reptiles (Précrocodiliens). Dans la moitié Nord et à partir de l'éperon cristallin du Cap Saint-André, les épaisseurs diminuent considérablement, et le faciès devient marin ou mixte, c'est-à-dire alternativement marin et continental. Dans la région de Kandrehô, il y a des répétitions de calcaires marins, de schistes bitumineux et de lignite avec des grès entrecroisés continentaux et des marnes marines. Ce faciès mixte se poursuit jusque à Ambilobe où les couches deviennent entièrement marines.

La limite inférieure de l'Isalo III, correspond à la grande invasion marine, non absolument générale d'ailleurs, qui débute avec la base du Bajocien (couches à *Witchellia*). L'Isalo III, sous son faciès continental, a une composition analogue à celle de l'Isalo II, grès tendres à stratification entrecroisée avec argiles; les Bois silicifiés existent mais sont de petites dimensions. Vers le sommet, un horizon à grands Dinosauriens (*Bothriospondylus*) s'allonge avec une grande continuité depuis la Betsiboka jusqu'à la presqu'île d'Ampasindava. La série se termine par un horizon saumâtre à *Corbula*.

Mais dans l'Isalo III, les intercalations marines sont fréquentes. Dans certaines régions, le faciès est entièrement marin sur toute la hauteur: calcaires du Bemaraha et de l'Ankara avec des épaisseurs de 400 mètres.

*Le Jurassique supérieur.*—Dans ce qui précède, nous avons vu que, du Carbonifère au Bathonien moyen, la sédimentation a surtout été d'ordre continental. Sans doute dans le Bajocien et le Bathonien, les intercalations marines prenaient une importance de plus en plus grandes.

Dès le Bathonien, la mer envahit complètement le Nord et l'Ouest de Madagascar et il se dépose partout des sédiments marins.

*Le Bathonien supérieur* est caractérisé par une belle et très riche faune où abondent les *Macrocephalites*. Les sédiments sont surtout calcaires et marneux, souvent oolithiques. Partout où l'on rencontre ce sous-étage, il est fossilifère et les affleurements sont très continus tout le long de la côte Ouest et jusqu'à la pointe Nord-Ouest.

La faune renferme surtout des Ammonites avec les nombreux sous-genres de *Macrocephalites*, parmi lesquels il faut citer le fossile le plus commun: *Macrocephalites (Pleurocephalites) Abyensis* Spath.

*Le Callovien* est surtout marneux avec gypse. Il se divise en deux parties. La partie inférieure est caractérisée par la présence de *Macrocephalites charriensis*, tandis que la partie supérieure renferme la faune classique *Reineckeia anceps* associé à de nombreux *Hecticoceras*.

*Le Divésien*, surtout calcaire et marneux avec gypse, renferme deux niveaux dont l'inférieur est caractérisé par *Peltoceras athlet* et le supérieur par le genre *Metapeltoceras*.

*L'Argovien* est principalement calcaire. Il renferme *Proscaphites anar*, *Epimayaites tranien*s, *Epaspidoceras*, *Taramelliceras*, *Belemnopsis gerardi*. Cet étage manque au Sud de l'Onilahy et dans la province de Maintirano.

*Le Kimmeridgien* renferme trois termes:

Le niveau inférieur, généralement marneux ou calcaréo-marneux comprend deux zones avec le genre *Nebrodit*es à la base et *Aspidoceras acanthicum* au sommet.

Le Kimmeridgien moyen grésocalcaire et calcaire montre une riche faune à *Waagenia*, *Physodoceras*, *Metahaploceras*. Il est inconnu au Sud de l'Onilahy mais existe dans la province de Maintirano où se ferme ici la lacune stratigraphique.

**Portlandien.**—Signalons tout d'abord que nous distinguons ici un Portlandien recouvert par un Tithonique, ces deux formations n'étant pas des faciès d'un même ensemble, mais bien deux étages superposés avec des faunes parfaitement différentes ne permettant aucune confusion.

Le Portlandien est caractérisé surtout par des *Virgatosphinctes* associés à *Hildoglochiceras*, *Haploceras*, *Aulacosphinctes*. Le faciès est le plus souvent gréseux et glauconieux.

**Tithonique.**—Cet étage est surtout calcaréo-gréseux, parfois oolithique et glauconieux. La faune renferme *Aulacosphinctes*, *Blanfordiceras*, *Himalayaites*. Elle est absolument différente de la faune portlandienne.

**Le Crétacé.**—

**Infravalanginien.**—Le faciès est calcaire et marneux et les principales Ammonites sont: *Kilianella*, *Pexiptycha*, *Thurmannites*, *Spiticas*. Ce niveau peu épais est encore mal connu mais a été parfaitement identifié dans les provinces de Maintirano et d'Analalava.

**Valanginien.**—Le Valanginien inférieur est formé de marnes et d'argiles à Belemnites avec surtout des *Duvalia*. Le Valanginien supérieur possède un double intérêt, celui, d'unir une faune purement méditerranéenne à une faune très spéciale connue principalement sur les deux rives du canal de Mozambique et caractérisée par un Holcosphanidé spécial: le genre *Rogersites* et par *Belemnopsis africanus*.

**Hauterivien.**—La seule Ammonite signalée est *Leopoldia leopoldinus* et elle se place tout au sommet de l'étage. Mais l'Hauterivien est représenté par des couches sans fossiles ou à *Belemnites pistilliformis*, *Duvalia*.

**Barrémien.**—Également peu connu, parce que représenté par des terrains généralement azoïques, le Barrémien a fourni des faunes en deux points: dans le Sud-Ouest avec *Paracrioceras* et *Saynella* et dans le district de Sitampiky (découvertes en 1938), avec des Crioceratidès non encore déterminés. En ces deux points, les couches sont formées de grès verts très glauconieux.

**Aptien.**—L'Aptien inférieur, surtout gréseux, n'a pas fourni de fossiles. L'Aptien supérieur, également gréseux possède deux zones: *Tropaeum jacki* à la base et des *Acanthoplites* et *Hypacanthoplites* au sommet. Des faunes sont connues dans les provinces de Tuléar, de Maintirano et d'Analalava.

**Albien.**—L'Albien basal, équivalent du niveau de Clansayes est gréseux et renferme une faune très classique à *Acanthoplites nolani* et *Acanthoplites bergeroni*. Il est bien caractérisé dans la province d'Analalava.

L'Albien inférieur, équivalent des couches à *Leymeriellia* existe mais n'a pas fourni de fossiles.

L'Albien moyen renferme deux niveaux. Le niveau de base marneux ou gréseux, est caractérisé par *Douvilleiceras mamillare* avec *Uhligella* et *Beudanticeras* tandis que le niveau supérieur, gréseux, parfois glauconieux, renferme la superbe faune à *Oxytropidoceras* et *Manuaniceras*.

L'Albien supérieur est représenté par des couches à *Pervinqueria* et *Hysterocheras*. Le faciès est gréseux, calcaréo-gréseux ou argilo-marneux.

Enfin l'Albien terminal montre très localement dans le Nord de l'île quelques espèces du rare genre *Budaiceras*.

**Cénomanien.**—Le Cénomanien malgache est particulièrement bien connu grâce aux travaux paléontologiques de M. Collignon. Le Cénomanien inférieur est généralement argilo-marneux avec gypse et renferme d'innombrables petits fossiles pyriteux. Le Cénomanien supérieur est surtout gréseux. On distingue dans l'étage les zones suivantes:

- |                                             |              |
|---------------------------------------------|--------------|
| (4) Zone à <i>Mantelliceras vicinale</i>    | } Cénomanien |
| (3) Zone à <i>Acanthoceras cunningtoni</i>  |              |
| (2) Zone à <i>Mantelliceras mantelli</i>    | } Cénomanien |
| (1) Zone à <i>Mantelliceras martimpreyi</i> |              |



## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

**Turonien.**—Le Turonien inférieur, surtout gréseux, parfois calcaréo-gréseux, possède une riche faune avec *Mammites*, *Fagesia*, *Neoptychites*, *Vascoceras*, etc. . . .

Le Turonien supérieur, gréseux, plus rarement grésocalcaire renferme *Romaniceras* cf. *deverianum*, *Coilopoceras regeianum*, *Prionocyclus neptuni*, *Protocardium hillanum* et de nombreux Oursins.

**Coniacien.**—Le Coniacien possède un faciès gréseux et grésocalcaire avec *Barroisiceras* et *Gauthiericeras*.

**Santonien.**—Le Santonien malgache, qui correspond à une régression nette des mers, se présente sous un faciès lagunaire ou continental et manque souvent.

C'est dans la province de Majunga que le Santonien lagunaire et continental est le mieux représenté, par des grès à stratification entrecroisée alternant avec des argiles et des grès à grands Dinosauriens (*Titanosaurus*). Ces couches s'allongent de la Mahavavy à la Sofia.

**Campanien.**—Aucune forme nettement caractéristique du Campanien inférieur n'a été rencontrée. Ce sous-étage, comme le Santonien, correspond à un terme régressif qui semble absent dans une grande partie de Madagascar.

Le Campanien moyen et supérieur renferme les zones suivantes:

- |                                                       |   |                         |
|-------------------------------------------------------|---|-------------------------|
| (6) <i>Hoplitoplacenticeras vari</i>                  | } | Campanien<br>supérieur. |
| (5) <i>Seunaster gauthieri</i> et <i>Mokotibaster</i> |   |                         |
| (4) <i>Lepidorbitoides sociales</i>                   |   |                         |
| (3) <i>Pseudoschloenbachia umbulazi</i>               |   |                         |
| (2) <i>Madrasites bhavani</i>                         | } | Campanien<br>moyen.     |
| (1) <i>Mortoniceras delawareense</i>                  |   |                         |

Les Ammonites les plus communes se rapportant au genre *Pachydiscus*, mais la détermination des espèces est infiniment délicate. À M. Collignon revient le grand mérite d'avoir introduit de l'ordre dans ce groupe confus. Il faut citer aussi les genres *Mortoniceras*, *Hauericeras*, *Muniericeras*, *Diaziceras*.

**Maestrichtien.**—Ce terme est compris au sens large. Il englobe toute la partie supérieure du Crétacé. Le faciès est surtout calcaire et crayeux. On distingue 3 zones:

- (3) *Hemiaster hawkinsi*.
- (2) *Hemiaster madagascariensis*.
- (1) *Micraster trangahiensis*.

Le Maestrichtien avec un faciès calcaréo-gréseux, existe au dessus du Campanien, sur une grande longueur de la Côte Est.

**Eocène.**—Le passage du Crétacé à l'Eocène se fait d'une manière continue dans toute la partie médiane de la Côte Ouest, mais dans toute la région de Tuléar, une lacune correspond à l'Eocène inférieur tandis que, dans la région de Diégo, le Système débute par des grès continentaux à stratification entrecroisée. Ailleurs, la base de l'Eocène est toujours calcaire, mais peu fossilifère. L'Eocène inférieur se termine par des horizons à *Schizaster eopneustes*, *Linthia gibba*.

**Eocène moyen.**—Avec un faciès calcaire avec quelques marnes, l'Eocène moyen est surtout caractérisé par la présence de *Nummulites atacicus* qui se rencontre dans tous les dépôts. On distingue en outre les zones suivantes:

- (4) *Porocidaris schmideli*.
- (3) *Nummulites acutus*.
- (2) *Nummulites distans*.
- (1) *Orthophragmina colcanapi*.

Ces quatre zones correspondent respectivement aux trois termes du Lutétien et au Bartonien. La stratigraphie de l'Eocène n'a été possible que grâce à M. Doncieux qui a bien voulu déterminer toutes les Foraminifères.

**Oligocène.**—L'Oligocène n'est connu que dans la petite île de Nosy Kalakajoro dans le Nord-Ouest où il a été reconnu par P. Lemoine avec *Nummulites intermedius* et *Lepidocyclus dilatata*.

**Miocène.**—Dans l'Ouest—Nord-Ouest, le Miocène est légèrement discordant sur l'Eocène; il y a d'ailleurs plutôt discontinuité de sédimentation que discordance angulaire. Deux gisements sont

classiques: Besalampy a fourni une belle faune à *Cyphus arenarius* et Echinides dans un faciès calcaire parfois gréseux et l'île Mahakendry où l'on a trouvé dans des calcaires et des marnes à *Miogyopsis irregularis* et *Operculina complanata* qui permettent de placer le niveau dans l'Helvétien. Ces faunes ont été décrites par MM. Collignon et Cottreau.

Dans le Nord, P. Lemoine a trouvé un Miocène transgressif avec faciès calcaire et gréseux, très fossilifère, où il a distingué deux niveaux: un Aquitanien supérieur à *Lepidocyclina mariae* et un Aquitanien inférieur à *Lepidocyclina formosa*. Dans l'Extrême Sud, la présence de *Cyphus grenarius* autorise le rattachement au Miocène de couches encore mal délimitées du plateau calcaire Mahafaly et de la falaise du Cap Sainte-Marie.

*Néogène continental.*—Avec le Miocène se terminent les dépôts marins. En de nombreux points de l'île, de puissantes formations continentales d'un âge mio-pliocène indécis, se sont déposées. Une des plus importante, dite " *Série d'Andranoabo*," grés-argileuse, couvre une importante zone de l'Extrême Sud et passe latéralement aux sables de l'Androy; elle renferme de précieux niveaux aquifères. Dans les provinces de Morondava et de Majunga on trouve d'épais dépôts de grès à stratification entrecroisée, avec quelques restes de Bois silicifiés qui sont rapportés au Pliocène.

Dans l'intérieur de l'île, de vastes dépôts lacustres remblaient des érosions profondes dans les hauts plateaux, entre Ambatolampy et Antsirabe.

*Quaternaire.*—L'étude du Quaternaire n'a pas encore été très poussée. Le régime climatique tropical, avec ses pluies abondantes et une érosion intense, détruit très facilement les terrasses dont il ne subsiste plus que de rares fragments. Pendant le Quaternaire il y a eu de nombreuses variations du niveau de la mer. En particulier, une transgression marine s'est avancée jusqu'à 70 kms. à l'intérieur des terres par le chemin des grandes vallées dans les provinces de Majunga et d'Analalava et a déposé des huîtres à une altitude de 30 mètres. La présence de fonds atteignant 80 mètres à l'embouchure de la Betsiboka, de la Loza, de l'Onilahy, témoignent de la présence de vallées immergées. Des lambeaux de plages soulevées à 30 et 40 mètres sont connus sur la côte Nord-Ouest et aussi dans l'extrême Sud.

À l'intérieur des hauts plateaux, le lac Alaotra et la vallée du Mangoro sont bordés de deux niveaux de terrasses respectivement de 40 et 80 mètres. Il faut citer aussi les lacs aujourd'hui disparus d'Antsirabe et de Ranotsara du Sud.

#### LES ÉTAGES MALGACHES DANS LEUR CADRE MONDIAL

Le Karroo est intermédiaire entre celui du Sud-Africain et le Gondwana indien et il est plus voisin de ce dernier, car comme lui, il monte jusque dans le Jurassique moyen alors que le Karroo Sud-Africain se termine au Rhétien. Il se rapproche beaucoup aussi du Karroo de l'Est-Africain, du Tanganyika en particulier.

Les faunes marines intercalées dans le Karroo sont particulièrement instructives. Les Ammonites du Permien supérieur, les *Cyclolobus*, les *Kenaspis* sont souvent identiques à des formes de l'Himalaya et de la Salt Range. Les Ammonites du Trias sont très voisines de celles de Spiti. Il y a là des affinités sudasiatiques indubitables. Mais les rapports des Poissons nous amènent au Groenland. Il est bien difficile dans ces conditions de parler de provinces géographiques.

La faune du Bathonien supérieur présente de remarquables ressemblances avec les faunes de l'Inde et de l'Afrique Orientale. Les Macrocephalitidés, les Perosphinctidés y sont spéciaux et n'offrent que peu de points communs avec les faunes de pays plus éloignés. Au Jurassique supérieur des affinités étroites subsistent avec les deux pays mais il s'introduit des espèces de répartition universelle: *Reineckeia anceps*, *Peltoceras athleta*, *Waagenia hybonota*. Vers la fin du Jurassique supérieur et surtout au début du Crétacé, des influences méditerranéennes se manifestent avec l'apparition des *Duvalia*, mais il persiste un cachet sudafricano-indien avec la faune à *Rogersites*.

À mesure que l'on s'élève dans le Crétacé, les faunes perdent de plus en plus leur caractère de localisation. Il y a néanmoins des formes spéciales, mais d'habitats très abhérents. C'est le cas des *Oxytropidoceras*, abondants surtout à Madagascar, en Afrique Australe et au Texas.

Avec le Sénonien supérieur et la transgression campanienne, s'il se conserve encore des formes spéciales au canal de Mozambique (*Pseudoschloenbachia*, *Diaziceras*) ou aux rives de l'Océan Indien, la faune devient ubiquiste. Il en est de même au Tertiaire où les mers sont encore largement ouvertes. Et tandis que les faunes marines prennent un caractère d'universalité, la faune et la flore insulaire se spécialisent de plus en plus pour aboutir à l'endémisme si fortement accusé de l'époque actuelle. Et c'est pourquoi, devant l'abondance des récoltes de fossiles marins effectuées au cours de ces dernières années, nous déplorerons notre complète ignorance des Vertébrés tertiaires.

*Les roches éruptives récentes.*—Tout l'ensemble des terrains sédimentaires que nous venons d'examiner est traversé par des roches éruptives diverses que nous classons sous la rubrique " roches éruptives récentes " par opposition avec les " roches éruptives anciennes."

Les roches éruptives post-liasiques forment des massifs, des filons, plus rarement des coulées. Du Nord vers le Sud, il faut citer: la série éruptive de l'Andavakoera, peut-être en relation avec une venue aurifère; la série de la province pétrographique d'Ampasindava formée de roches très diverses, souvent rares et curieuses et d'un gros intérêt spéculatif; la série éruptive du pays sakalave, comprenant surtout des granites et des gabbros, avec d'innombrables filons de dolérites et de microgabbros; la série des non moins innombrables filons à faciès diabasique de la Côte Est.

Les roches éruptives crétacées sont représentées par les coulées de la côte Ouest dont il a été question plus haut, mais aussi par les grandes coulées côtières de l'Est. Il faut y rattacher aussi le Massif volcanique de l'Androy.

Nous citerons, pour mémoire, les roches éruptives miocènes (basaltes), localisées seulement dans l'extrême pointe Nord de Madagascar.

Les roches éruptives pliocènes et quaternaires ont un grand développement. On doit rapporter au moins au Pliocène les coulées de basalte et d'ankaratrites du massif de l'Ankaratra qui ne présentent plus d'appareils volcaniques conservés et dont les coulées s'intercalent dans les sédiments lacustres de la région Ambatolampy-Sambaina. Les roches nettement quaternaires constituent les volcans de la Montagne d'Ambre, de Nosy-be, de l'Ankaizina, de l'Itasy et d'Antsirabe; ces roches se rattachent aux basaltes, aux laves à néphéline, aux trachytes, aux phonolites, aux rhyolites. Les appareils volcaniques sont souvent parfaitement conservés et d'une grande fraîcheur.



### 3.—PERSONAL COMMUNICATIONS

#### French North Africa

## LE CRÉTACÉ DANS LE TELL CONSTANTINOIS ET SES VARIATIONS BRUSQUES DE FACIÈS

Par P. C. DELEAU

Algeria

#### RÉSUMÉ

Au Nord sur le géanticlinal numidique, pendant l'Eocrétacé, des sédiments calcaro-argileux à petits Céphalopodes indiquent une mer profonde (isobathe 500 m.). Puis la sédimentation devient siliceuse, le fond marin s'exhausse. L'émersion est totale au Crétacé moyen.

Au Sud dans le Constantinois, de l'Eocrétacé au Cénomanien, sur les lignes de hauts-fonds parallèles (isobathes 50-100 m.), dans une mer épicontinentale chaude, sans apport détritique, s'édifient des formations récifales néritiques: calcaires oolithiques, zoogènes et phytogènes. Entre les hauts-fonds, dans les fossés (isobathes 300-500 m.), les dépôts sont marno-argileux à faune bathyale de petits Céphalopodes. Ces deux séries contemporaines sont puissantes. Les formations récifales (1.000 à 1.200 m.) constituent actuellement les alignements des dômes calcaires du Constantinois, véritables barrières récifales fossiles. Les dépôts marno-argileux (500 à 600 m.) emplissent les synclinaux. Les variations de faciès entre calcaires récifaux et marnes sont brusques et peuvent avoir lieu sur quelques centaines de mètres (Djebel Djaffa).

Les hauts-fonds étaient prédestinés car, la subsidence, plus forte sur leurs alignements, permettait le maintien d'une hauteur d'eau convenable à la vie des algues calcaires et à la constitution des laits de récifs. Le substratum des hauts-fonds correspondait ainsi à une zone faible de l'écorce terrestre qui s'est enfoncée pendant le Crétacé et s'est dressée sous l'effet de la tectonique tertiaire pour donner les dômes actuels. De grandes failles-limites masquent la majeure partie des variations brusques de faciès qui sont néanmoins visibles au Djebel Djaffa.

LA région étudiée comprend le massif du littoral actuel méditerranéen et sa chaîne calcaire, ici la chaîne numidique, puis le Constantinois proprement dit, entre la chaîne calcaire précédente au Nord et les premières montagnes de l'Atlas Saharien, vers le Djebel Aurès, au Sud. Vers l'Ouest, le Tell constantinois finit au géanticlinal de la Petite-Kabylie des Babors, au plateau sétifien dont les chaînes calcaires sont l'amorce de celles du Constantinois. Au Sud-Ouest, notre région confine avec la dépression du Hodna. Vers l'Est, la limite, moins nette, peut être matérialisée par la jonction des deux Atlas Tellien et Saharien, vers Souk-Ahras, au voisinage de la frontière algéro-tunisienne.

Ainsi, au Sud du massif antéprimaire et primaire du littoral actuel et de sa chaîne calcaire bordière O-E, s'étend le pays constantinois proprement dit où s'alignent SO-NE, des chaînons calcaires parallèles plus ou moins continus, suite de dômes disposés à la manière de barrières récifales fossiles. Entre ces chaînons s'étalent de larges synclinaux où se sont creusées les vallées synclinales. Le chaînon nord est la chaîne Kheneg-Kef Hahouner-Taya-Debar dont la direction, d'abord SO-NE, devient O-E, parallèle à la chaîne Numidique sur le méridien Philippeville-Constantine. Tous les autres chaînons: Djebel Grouz, Chettabah, Djebel-Felten, Rocher de Constantine, Oued-Sellem, Fortas, Oum Settas, Guérioun, Djebel Djaffa sont SO-NE. Ces alignements de dômes qui saillent hors des

sédiments de même âge ou de sédiments plus récents créent l'orographie caractéristique du Constantinois.

Les unités paléogéographiques déjà bien individualisées au Jurassique vont voir leurs caractères s'affirmer de plus en plus au Crétacé pour l'élaboration de la tectonique ando-pyrénéenne. Sur le géanticlinal du massif du littoral, au substratum antéprimaire et primaire visible, le Crétacé va présenter des épaisseurs assez faibles, puis il y aura émergence; tandis que vont s'accumuler dans le Constantinois, où le Primaire est invisible, plus d'un millier de mètres de dépôts néritiques et détritiques.

À la fin du Jurassique, la mer des calcaires de faciès tithonique, une mer profonde, s'étend après la transgression kimméridgienne, sur l'emplacement du géanticlinal numidique (Deleau, 1938a).

La mer jurassique des dolomies du Constantinois, mer néritique peu profonde, devait d'autre part couvrir une grande partie de ce pays et il s'y édifiait des récifs calcaires, maintenant dolomitisés, qui forment le substratum des chaînes calcaires récifales du Crétacé inférieur.

## ESQUISSE GÉOGRAPHIQUE DU TELL CONSTANTINOIS

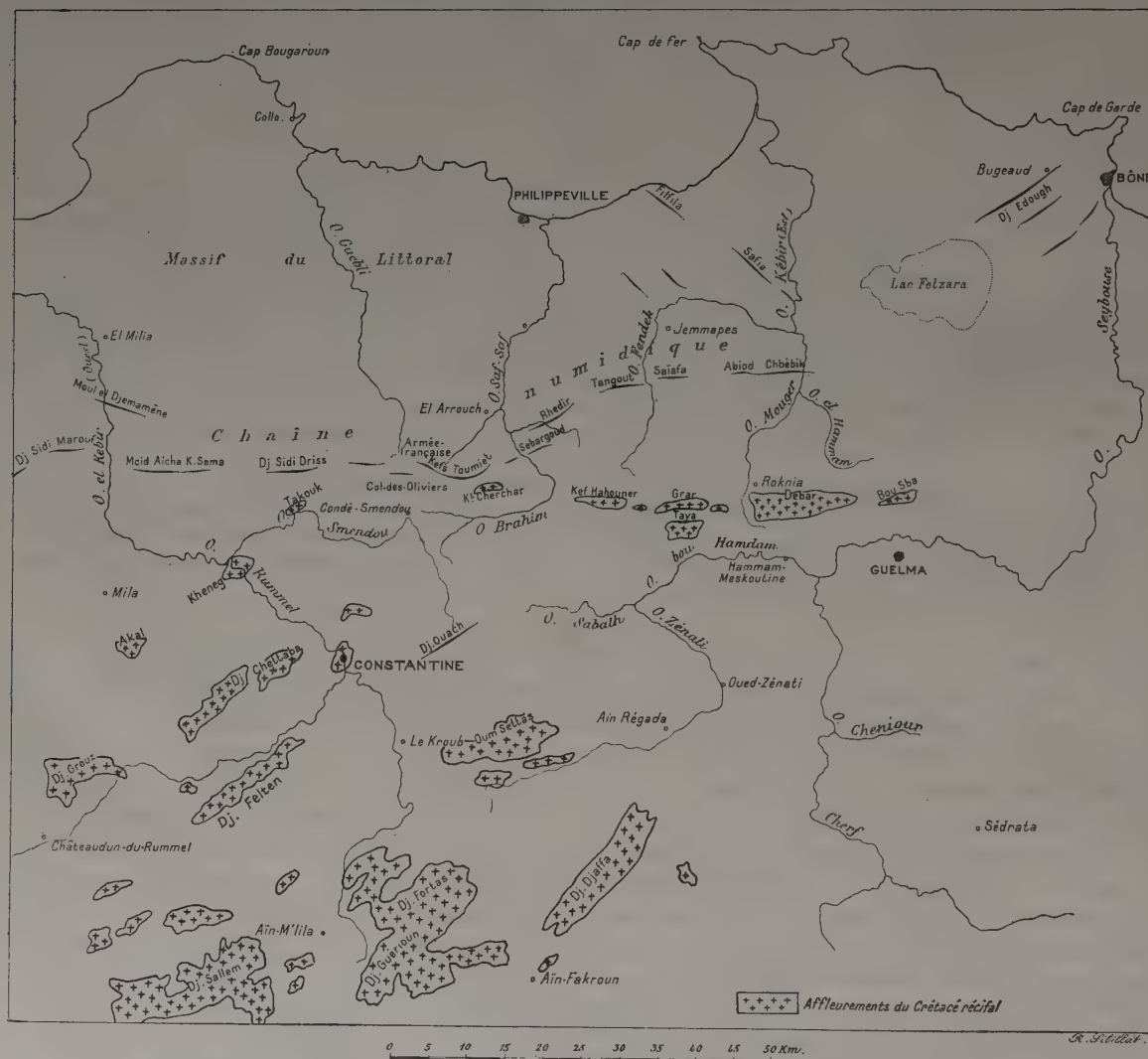


FIG. 1.

## GÉANTICLINAL NUMIDIQUE

Sur le géanticlinal numidique, le *Valanginien*, l'*Hauterivien*, le *Barrémien* sont représentés par des marnes calcaires, des calcschistes, des schistes ayant fourni une faune de petits céphalopodes pyriteux du Valanginien et du Barrémien (Deleau, 1933, 1938b, pp. 114-120).

Les calcschistes et les schistes reposent sans discordance apparente sur des calcaires marno-siliceux gris, faciès tithonique siliceux, et affleurent en auréoles autour de la montagne liasique du Djebel Safia au Sud-Est de Philippeville. Leur épaisseur peut atteindre 60 mètres (Deleau, 1938b, p. 113).

La chaîne numidique ne montre que quelques lambeaux de ce Néocomien calcschisteux et schisteux. Les érosions de la fin du Crétacé et de l'Eocène inférieur ont dû débayer la majeure partie du Crétacé inférieur du géanticlinal numidique.

La faune, assez abondante mais localisée, comprend de petits Céphalopodes pélagiques, fossilisés par la pyrite: de nombreux *Phylloceras*, des *Holcodiscus drumensis*, des *Neocomites* au Valanginien; *Desmoceras difficile*, *Holcodiscus diversecostatus*, *Parahoplites astarte* au Barrémien. Les formes costulées sont nombreuses et au Barrémien les formes déroulées abondent: *Leptoceras*. Le faciès et la faune pélagique indiquent des dépôts de mer assez profonde sur le bord du plateau continental, vraisemblablement au voisinage de l'isobathe 500.

L'*Aptien* et l'*Albien* du géanticlinal numidique n'ont pas fourni de fossiles. Les schistes et les calcschistes du Barrémien sont surmontés par une série qui devient gréseuse. Les calcaires marneux, les calcschistes disparaissent et sont remplacés par des grès quartzites qui s'intercalent dans les schistes. Le faciès est celui du flysch rappelant celui du flysch à Orbitolines de même âge de l'Atlas Tellien d'Alger. Ces terrains ressemblent également au flysch tertiaire avec lequel ils ont été longtemps confondus avant notre découverte de toute la série néocomienne fossilifère. Leur épaisseur peut atteindre 200 à 300 mètres. Ces dépôts détritiques, ou la silice fait apparition, sont moins profonds que les précédents; ils se sont déposés sur une plateforme continentale au-dessus de l'isobathe 200. Et à la mer profonde du Tithonique et du Crétacé tout à fait inférieur, succède la mer du flysch. Un soulèvement s'amorce dès l'Aptien sur tout le géanticlinal numidique. Au Crétacé moyen, à une époque indéterminée et pendant tout le Crétacé supérieur, l'Eocène inférieur, le massif du littoral et sa chaîne calcaire bordière forment une grande île émergée au Nord de la mer du Constantinois: une île probablement reliée à une grande île méditerranéenne: la Tyrrhénide.

## CONSTANTINOIS

Dans le Constantinois, nous allons distinguer deux séries parallèles contemporaines: une série néritique, calcaro-dolomitique et une série détritique schisteuse. Les passages de l'une à l'autre sont très brusques.

*Néocomien: Valanginien, Hauterivien, Barrémien*

À l'Ouest de Constantine, au Djebel Friktia, un horizon de calcschistes et de schistes à Céphalopodes valanginiens s'intercale entre les dolomies grenues du Jurassique supérieur et les calcaires récifaux et subrécifaux du Néocomien (Joleaud, 1914). Cet horizon de calcschistes existe également dans une autre montagne voisine: le Djebel Kheneg (Deleau, 1944, p. 10). Le Valanginien fossilifère a été également signalé au Sud de Sétif (Savornin, 1920), à la base des masses calcaires néritiques du Barrémien et de l'Aptien. Ainsi a pu être définie, dans le Constantinois, la limite inférieure du Néocomien et le Jurassique supérieur est représenté par des dolomies grises, grenues, massives, dont le faciès diffère des calcaires du Néocomien, plus ou moins dolomitisés, que nous allons voir.

(a) *Série néritique*.—Les dolomies grises, massives, grenues, du Jurassique sont généralement surmontées, quand les calcschistes valanginiens sont absents, de dolomies en gros bancs, à texture fine, de calcaires gris plus ou moins dolomitisés, de calcaires bleus cristallins, assises pauvres en argile, d'une épaisseur variant entre 500 et 700 mètres. La dolomitisation a fait disparaître tout fossile caractéristique et l'on ne voit, en coupe, que quelques Lamellibranches. Ces 500 à 700 mètres de dolomies litées et de calcaires dolomitisés, de calcaires cristallins, sont surmontés par 300 à 400 mètres



de calcaires compacts, néritiques, oolithiques, spathiques, gris. Ces calcaires oolithiques, spathiques, bien réglés en bancs de 1 à 5 mètres, renferment de nombreux débris d'Echinodermes: Echinides et Crinoïdes, de Polypiers, de Bryozoaires, de Foraminifères et de Lamellibranches. Ils sont encore plus ou moins dolomitisés et l'on peut voir tous les termes de passage entre les calcaires oolithiques et les dolomies. Leur base, dans la chaîne Kheneg-Kef Hahouner, montre des Ichtyosarcolithes et de Grandes Requiéniés. Des niveaux plus marneux, à grain fin, à texture grumeleuse, à Foraminifères: Miliolles, *Lagena*, *Biloculina*, Globigérines, à spicules d'éponges, s'intercalent entre les horizons oolithiques.

Mais, d'une façon générale, toutes ces assises du Néocomien sont très pauvres en argile et cet étage est représenté par 800 et même 1.000 mètres de calcaires récifaux ou subrécifaux (Deleau, 1938b, p. 125 and pp. 381-455) qui passent latéralement à des schistes argileux.

(b) *Série schisteuse*.—La série schisteuse comprend des marnes schisteuses, fissiles, gris bleu, souvent pyriteuses, prenant en affleurement une teinte gris noir par la transformation des concrétions et des grains de pyrite en limonite. Les lamelles de calcite filonienne, déposées entre les feuillets ou perpendiculairement à la stratification par les eaux chargées de bicarbonate de calcium, sont abondantes. Dans la masse schisteuse s'intercalent des bancs de marno-calcaires à grains fins, à Globigérines et nombreuses spicules d'éponges. Tous ces sédiments sont finement détritiques et surtout argileux. Ce faciès les oppose nettement aux calcaires construits de la série néritique.

Le niveau fossilifère le plus ancien connu se trouve au Djebel-Djaffa. Il est d'âge hauterivien, caractérisé par de petits Céphalopodes pyriteux: *Streblites sayni*, *Oppelia kiliani*. Il supporte une série schisteuse barrémienne-aptienne, mais également une masse de calcaires récifaux et ici, au Djebel-Djaffa, on peut observer la variation rapide de faciès: les calcaires subrécifaux barrémiens, aptiens, passent sur 600 mètres à peine à la série schisteuse à Céphalopodes pélagiques de même âge (Deleau, 1938c). C'est le seul point du Tell constantinois où ce passage latéral soit visible. Partout ailleurs une solution de continuité est apparue entre les masses de calcaires néritiques, rigides, et les schistes, matériel souple. De grandes cassures limitent les dômes de calcaires récifaux; ces cassures ont pris naissance dans la zone de variation de faciès et les passages latéraux sont ainsi invisibles. Nous reviendrons plus loin sur ce sujet en examinant l'orogénèse et la formation de ces grandes failles limites.

Le Barrémien schisteux du Constantinois est caractérisé, comme l'Hauterivien de même faciès, par une faune pélagique de petits Céphalopodes. Certains gîtes sont très riches et ont donné les belles collections recueillies par G. Sayn (1890) et J. Blayac (1912). Les *Phylloceras* sont très nombreux (70 à 80% de la faune); les *Desmoceras* en forment les 25%. Puis viennent des *Holcodiscus*, des *Pulchellia*. Les épaisseurs de la série schisteuse sont assez difficiles à évaluer tant les assises sont tourmentées dans les séries isoclinales dont elles font partie. En règle générale, après de nombreuses vérifications, nous avons pu estimer que l'épaisseur maximum de la série schisteuse était la moitié de celle de la série calcaire néritique contemporaine.

#### *Aptien-Albien*

(a) *Série néritique*.—L'Aptien et l'Albien de faciès néritique des dômes récifaux présentent un caractère légèrement plus marneux que les assises calcaires sous-jacentes. Aussi n'y voit-on jamais de phénomènes de dolomitisation. Les calcaires francs sont oolithiques, à Polypiers et algues calcaires. Entre les calcaires oolithiques s'intercalent des niveaux de calcaires marneux gris, à grain fin, à texture grumeleuse ou texture purée, riches en spicules d'éponges et Foraminifères: *Pseudocuneolina* à la base, puis *Orbitolina* du groupe de *O. concava*, *Gumbelina*, *Textularia*, Miliolles, et autres Foraminifères dans toute la série mais dont des associations et une certaine fréquence peuvent caractériser des niveaux stratigraphiques. Des horizons marneux, bien individualisés et se raccordant facilement d'un dôme à un autre d'une même chaîne, renferment de grandes huîtres. Celles-ci présentent, suivant leur situation stratigraphique toutes les formes des *Exogyra latissima*; d'abord étroites et longues à la base de l'Aptien, puis larges dans l'Aptien supérieur. Des niveaux à grands Parahoplites aptiens nous ont permis, dès le début, de déterminer avec certitude l'Aptien de ces dômes néritiques calcaires.

Ce sont en particulier: *Parahoplites deshayesi*, *Acanthoplites nolani*, des *Chelonicer* (les *Douvilleicer* de l'Aptien). Au-dessus de ces niveaux à huîtres et grands *Parahoplites* et d'autres calcaires oolithiques à Réquiénes, des horizons marneux renferment des oursins, des *Spatangues* limnivores: *Epiaster incisus*, *E. restrictus*, des Inocérames de l'Albien (Deleau, 1938b, pp. 142-160). De grands bancs de calcaires oolithiques à nombreux débris d'organismes et de spicules d'éponges contiennent des silex. Ces bancs qui surmontent des niveaux marneux fossilifères, forment des repères stratigraphiques précieux qu'on suit d'un dôme à un autre dôme. Il y a alternance entre des faciès récifaux et des faciès subrécifaux plus marneux déposés vraisemblablement dans des fonds vaso-calcaires de lagune.

En même temps que les assises s'enrichissent en argile, leur épaisseur diminue. L'Aptien et l'Albien ne représentent plus qu'une épaisseur, non encore négligeable, de 200 à 250 mètres. Enfin, des niveaux marneux, des calcaires oolithiques plus ou moins cristallins, d'autres calcaires à silex, couronnent cette série aptienne-albienne subrécifale. S'agit-il de Cénomaniens? C'est très possible car la mer cénomaniennne, comme les mers précédentes, a déposé au voisinage des dômes, dans la série schisteuse, des vases datées par des Céphalopodes pélagiques.

La série des calcaires néritiques récifaux et subrécifaux que nous venons d'examiner est surmontée, dans l'Est constantinois seulement, par des marnes schisteuses rubéfiées, des niveaux conglomératiques, à *Orbitoïdes tissoti*. La mer se retira vraisemblablement au Turonien pour revenir au début du Sénonien. L'Est constantinois, la chaîne Kef Hahouner-Debar et la région au Sud de cette chaîne, étaient émergés (Deleau, 1938b, p. 176).

Par contre, à Constantine et à l'Ouest de Constantine, le Cénomaniens et le Turonien sont représentés par des calcaires à Rudistes.

(b) *Série schisteuse*.—La série schisteuse de l'Aptien à l'Albien et au Cénomaniens présente le même faciès que les assises barrémiennes; les calcaires marneux sont peut-être un peu plus abondants en haut de l'échelle stratigraphique mais l'homogénéité du faciès ne peut permettre, sans fossile, de donner un âge aux schistes. Les faunes de petits Céphalopodes pélagiques sont moins abondantes que dans le Barrémien. L'Aptien schisteux est caractérisé par des *Puzosia angladei*, l'Albien par des *Hysterocheras* (*H. Orbignyi*); le Cénomaniens inférieur par des *Turrilites bergeri* du Vraconien et par des *Gaudryceras dozei*, *Desmoceras paronae* du Cénomaniens inférieur. Ces niveaux fossilifères sont rares, disséminés; les coupes complètes, montrant le passage d'un étage au suivant, manquent, tant les formations sont toujours plissées et l'on ne peut distinguer ici les zones classiques des Alpes.

En un point bien reconnu, au Sud-Ouest d'Hammam Meskoutine, le Cénomaniens inférieur schisteux est recouvert par des marnes et des marno-calcaires rubéfiés à Echinides et Rosalines sénoniennes (Deleau, 1938b, p. 170-171). Le Turonien manque. Cette région d'Hammam Meskoutine, de l'Est constantinois et des dômes, était donc émergée et les premières couches marines de la transgression sénonienne ont remanié des formations sidérolithiques constituées vraisemblablement pendant la période d'émersion.

Ainsi, dans tout le pays constantinois, deux séries se développent parallèlement pendant le Crétacé inférieur et jusqu'au Cénomaniens. Sur les lignes de hauts fonds sensiblement parallèles s'édifient des formations récifales et subrécifales néritiques.

La sédimentation est calcaire et la faune est néritique. Entre ces hauts-fonds, dans les fossés, pas nécessairement très profonds, les dépôts sont marneux, argileux et ils renferment une faune bathyale. La caractéristique de ces deux séries est leur grande puissance: 1.000 à 1.200 mètres pour les formations récifales, 400 à 500 mètres pour les dépôts vaso-argileux.

Les hauts-fonds du Constantinois ne couvrent pas entièrement la région Sud-Est. Entre les monts d'Hammam Meskoutine au Nord et l'Aurès au Sud, une zone extrêmement localisée (30 Kms. au maximum du Nord au Sud), la *fosse de l'Oued Cherf*, est caractérisée par une sédimentation marno-schisteuse mince de caractère bathyal, de 50 à 70 mètres pour l'Aptien, 20 à 25 mètres pour l'Albien. Aucune formation subrécifale ne semble exister dans cette région mais ce n'est qu'un fossé un peu plus large que les fossés normaux.

Voyons maintenant le Crétacé moyen et supérieur.



*Crétacé Moyen et Supérieur*

(a) *Ouest de Constantine et Constantine*.—À Constantine, la coupe du rocher montre, sur les calcaires zoogènes de l'Albien, des calcaires massifs subrécifaux à Nérinées, à Capricules, à Foraminifères du Cénomanién (40–50 mètres) puis, au-dessus d'un lit marnéux de 1 à 2 mètres d'épaisseur, d'autres calcaires massifs subrécifaux renferment des Radiolites, *Hippurites taburni*, puis des calcaires noirâtres à *Ostrea*, caractérisant le Turonien (Joleaud, 1912).

Cet étage, épais ici de 40 à 60 mètres, est subrécifal et récifal.

Sur le Turonien récifal viennent des marnes et des marno-calcaires à Inocérames et Radiolites, quelques Ammonites: *Mortoniceras*, *Barroisiceras*, des Pentacrines de la base du Crétacé supérieur: Coniacien (Joleaud, 1912, p. 163). Le reste du Sénonien a dû être décapé par l'érosion. Autour des dômes de calcaires récifaux affleurent des marnes grises noires où l'on a signalé une faune de petits Céphalopodes pyriteux, *Lytoceras*, *Baculites*, *Scaphites*, *Desmoceras*, *Thecidea*, *Corax* du Campanien et du Maestrichtien inférieur.

“La présence de petits Brachiopodes, de *Thecidea*, s'explique par la proximité des hauts fonds rocheux” (Joleaud, 1912, p. 171). Ces fossiles se trouvent toujours au voisinage des calcaires zoogènes récifaux. “Les dents de *Corax* indiquent que les mers continentales du Sénonien de cette région devaient être ouvertes vers l'Océan et accessibles aux poissons pélagiques, l'existence de *Lytoceras* témoigne d'une certaine profondeur de la mer du Sénonien inférieur et moyen autour des rochers crétacés” (Joleaud, 1912, p. 171). Enfin, les marnes noires et grises sont couronnées par les entablements de calcaire gris lité à Inocérames.

Au *Djebel Kheneg*, à 20 kilomètres à l'Ouest de Constantine, sur les calcaires zoogènes spathiques de l'Albien, viennent quelques mètres de calcaires marneux et de marnes à nodules à *Protocanthoceras* et *Cunningtoceras* du Cénomanién, puis, 4 mètres de calcaires marneux à *Gumbelina* et des marnes à nodules à Hippurites du Turonien, que recouvrent sans discordance et sans ravinement des calcaires à faciès purée à *Ostrea* et *Pecten*, enfin des calcaires de même faciès, à Rosalines du Santonien, surmontés par des assises bien réglées de calcaires à Globigérines et Rosalines du Campanien (Deleau, 1944, pp. 13, 14, 15). La coupe d'une grande partie du Crétacé apparaît ici à peu près complète et sans discordance, sans lacune, tout au moins apparente. Latéralement, on voit toujours, de part et d'autre du dôme néritique, des marnes bleues noires du Sénonien inférieur que surmontent des barres de calcaires à Inocérames correspondant aux assises terminales du Crétacé.

(b) *Est de Constantine*.—Nous avons vu que le Turonien, dans l'Est constantinois, manquait et que le Crétacé supérieur s'était déposé en transgression sur du Cénomanién en remaniant des horizons sidérolithiques.

Sur les dômes récifaux, au Nord d'Hammam Meskoutine, le Crétacé supérieur débute par des schistes rouges et des conglomérats; puis viennent des calcaires schistoïdes à *Rosalina linnei*, *R. stuarti* et *Orbitoides tissoti* du Campanien passant latéralement de part et d'autre de la chaîne à des marnes et des schistes noirs bleutés et à des marnes bleues, à petits bancs marno-calcaires à Echinides (*Stegaster*) et des petits Polypiers isolés (250 mètres) (Deleau, 1938b, p. 179).

Toutes ces assises, tant celles des dômes que celles situées de part et d'autre des dômes, sont recouvertes de tables de marno-calcaires bien réglés à grands Inocérames et Rosalines du Maestrichtien. Enfin, ces entablements sont couronnés par des marnes blanches qui renferment une belle faune d'Echinides maestrichtiens (*Ovulaster*). C'est une faune méditerranéenne qu'on trouve dans la Scaglia italienne. Et l'on passe aux marnes noires de l'Eocène inférieur sans solution de continuité.

Les lignes des dômes subrécifaux ont constitué des hauts fonds jusqu'au début du Maestrichtien et le nivellement n'a eu lieu à cette époque, qu'après l'enfoncement définitif des lignes récifales permettant, sur tout le Tell constantinois, une sédimentation homogène marno-calcaire, d'une épaisseur de 300–500 mètres.

Donnons un dernier coup d'oeil au point de vue paléogéographique. Sur le géanticlinal numidique et sa chaîne calcaire, à la mer profonde du Tithonique fait suite une mer valanginienne, barrémienne,



toujours profonde et où se sont déposés des sédiments calcaro-argileux. Ces sédiments ont fossilisé une faune de Céphalopodes à faciès bathyal. À la fin des temps éocénés, la sédimentation devient siliceuse, le fond marin s'exhausse et l'émersion doit être totale vers l'Aptien. Cette émigration se continuera jusqu'à l'Eocène moyen. Dans le *Constantinois*, à la mer chaude et salée des dolomies du Jurassique supérieur fait suite une mer également chaude et salée, nécessairement peu profonde sur les lignes de hauts fonds. Les calcaires oolithiques à Polypiers et à algues n'ont pu se former qu'à une profondeur non inférieure à 50 mètres et la hauteur maximum de la tranche d'eau, pour les dépôts marneux subrécifaux, n'a guère dépassé 100 à 150 mètres. Latéralement, les fossés ont pu descendre jusqu'à l'isobathe 300 et même 500 mètres. Sur les hauts fonds la sédimentation zoogène prédomine de beaucoup sur les apports terrigènes qui ne dépassaient pas le bord Nord de la zone aurasiennne ainsi que sur la sédimentation pélagique limitée aux fossés interrécifaux. Un exhaussement du fond de la mer a permis la formation d'une île turonienne dans la région d'Hammam-Meskoutine. Au début du Crétacé supérieur, quand la mer recouvre à nouveau tout le Constantinois, le régime des hauts fonds se continue. Ce n'est qu'au Maëstrichtien que le régime néritique profond s'uniformise avec la mer à Inocérames dont la profondeur pouvait atteindre 400 à 500 mètres. Cette mer communiquait au Sud avec la mer à Ostracées et Echinides spéciaux (*Echinobrissus*), à Ammonites telles que les *Tissotia* sur l'emplacement actuel des Hauts Plateaux et les chaînes de l'Atlas Saharien. En outre, les faunes à caractère bathyal recueillies en Tunisie septentrionale et centrale semblent bien marquer que la mer sénonienne du Constantinois s'ouvrait vers l'Ouest. Enfin, à la mer à Inocérames du Constantinois succède la mer des marnes noires de l'Eocène inférieur.

Sur le Constantinois il n'y eut jamais de géosynclinaux mais une suite parallèle de hauts fonds, lignes prédestinées anticlinales affectées d'une subsidence constante dont le substratum à la suite des enfoncements se courbait en synclinal. Nous appellerons cette région de lignes anticlinales parallèles *prédestinées le géanticlinorium constantinois*.

#### LES VARIATIONS BRUSQUES DE FACIÈS\*

Il est difficile d'admettre à première vue comment un millier de mètres de calcaires récifaux et subrécifaux peut passer latéralement à toute une série schisteuse que la tectonique a amenée en contact anormal avec ce millier de mètres de calcaires massifs et de calcaires dolomitisés. Nous verrons plus loin qu'une solution de continuité est apparue dès le début du Crétacé entre les deux séries et que la différence de rigidité entre calcaires et schistes a fait disparaître, au cours de l'orogénèse, les indentations qui pouvaient exister entre calcaires et schistes de la zone de variation de faciès dont la largeur ne devait pas dépasser quelques centaines de mètres. Au Djebel-Djaffa, où il n'y a pas eu de rupture entre la série néritique et la série schisteuse, nous avons vu que la variation de faciès a lieu sur 550 mètres. Ces 550 mètres présentent un faciès mixte, marno-calcaire, avec une riche faune de Brachiopodes et d'Echinides.†

#### LA PLATEFORME CONSTANTINOISE DE SUBSIDENCE DIFFÉRENTIELLE, ORIGINE DU GÉANTICLINORIUM CONSTANTINOIS

J'ai été amené à définir pour le Crétacé et probablement le Jurassique supérieur une plateforme constantinoise de subsidence, limitée au Nord par le géanticlinal numidique, au Sud, par les monts

\* Avant la découverte de zones fossilifères néritiques dans les dômes de calcaires récifaux, au voisinage tout immédiat de schistes fossilifères de même âge, et celle de la variation de faciès du Djebel Djaffa en 1937, entre les calcaires récifaux du Barrémien et de l'Aptien et les schistes à Céphalopodes pyriteux de même âge, il avait été admis que les deux séries subrécifale et schisteuse contemporaines étaient en situation anormale. La série schisteuse était considérée comme faisant partie d'une immense nappe de charriage qui s'était avancée du Nord vers le Sud sur la série autochtone des calcaires néritiques. Le pays des racines était inconnu, quelque part sur l'emplacement de la Méditerranée actuelle. Les affleurements des formations calcaires récifales étaient considérés comme autant de fenêtres.

† M. L. Calémbert a fait en 1941 dans son mémoire "Recherches sur le rôle des masses calcaires dans la tectonique de l'Atlas algéro-tunisien", Mém. Acad. roy. Belgique Sci. 12, pass. 5, 1941, des remarques intéressantes au sujet des variations brusques de faciès. Nous sommes heureux de constater nos identités de vues concernant les variations brusques de faciès.

## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

du Hodna et de l'Aurès, à l'Ouest, par le plateau sétifien, et finissant à l'Est à la fosse de l'Oued Cherf. Sur cette plateforme la notion de hauts-fonds parallèles domine. Elle commande toute la tectonique du pays. Les masses néritiques rigides qui caractérisent ce pays constantinois sont peu plissées et ont comprimé entre elles les séries schisteuses dont les plis isoclinaux ne sont que des manifestations locales.

Cette *plateforme constantinoise de subsidence différentielle*, dont les aires allongées de subsidence maximum sont continuellement en hauts-fonds dans la mer crétacée avec une sédimentation néritique très active et qui seront les futurs anticlinaux, est l'origine du *géanticlinorium constantinois*.

J'ai représenté schématiquement la coupe transversale d'une aire allongée de subsidence maximum :

- (1) à la fin du Jurassique supérieur (fig. 2);
- (2) à la fin du Barrémien (fig. 3);
- (3) à la fin de l'Albien (fig. 4).

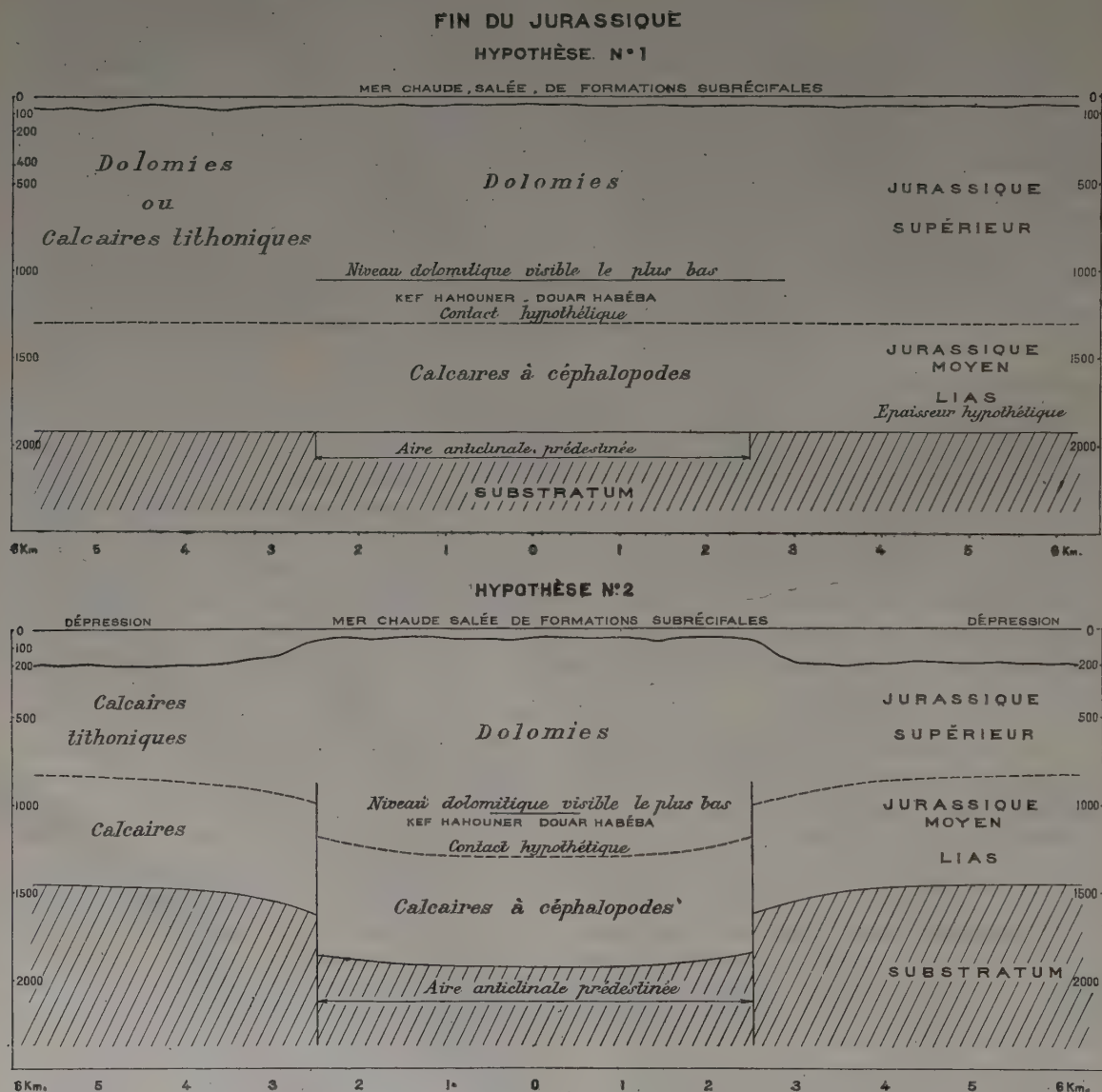


FIG. 2.

À l'origine deux hypothèses peuvent être envisagées:

(1) Le Jurassique supérieur est représenté par une épaisseur égale de dolomies et de calcaires tithoniques à la fois sur l'aire anticlinale prédestinée du substratum et sur l'emplacement futur des dépressions.

(2) La subsidence jouait déjà différemment au Jurassique supérieur dans l'aire anticlinale prédestinée et dans les dépressions, et les calcaires tithoniques des dépressions sont moins épais que les dolomies (calcaires subrécifaux dolomitisés). Par empirisme, j'ai appliqué la règle de sédimentation au Crétacé inférieur: calcaires subrécifaux = 2 fois l'épaisseur des dépôts de dépression.

# FIN DU BARRÉMIEN

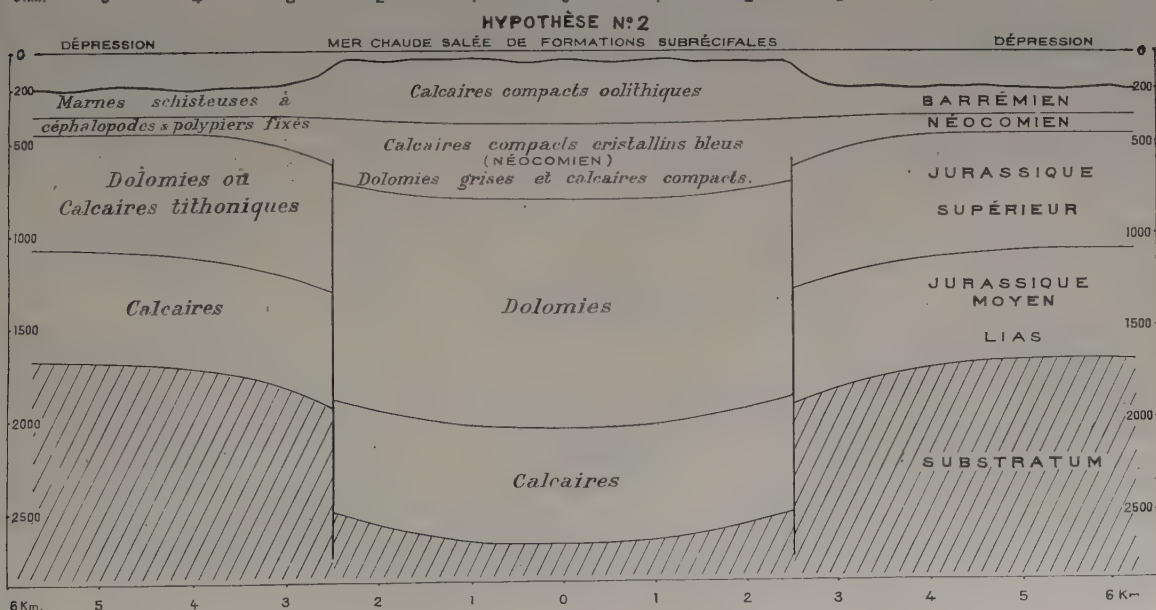
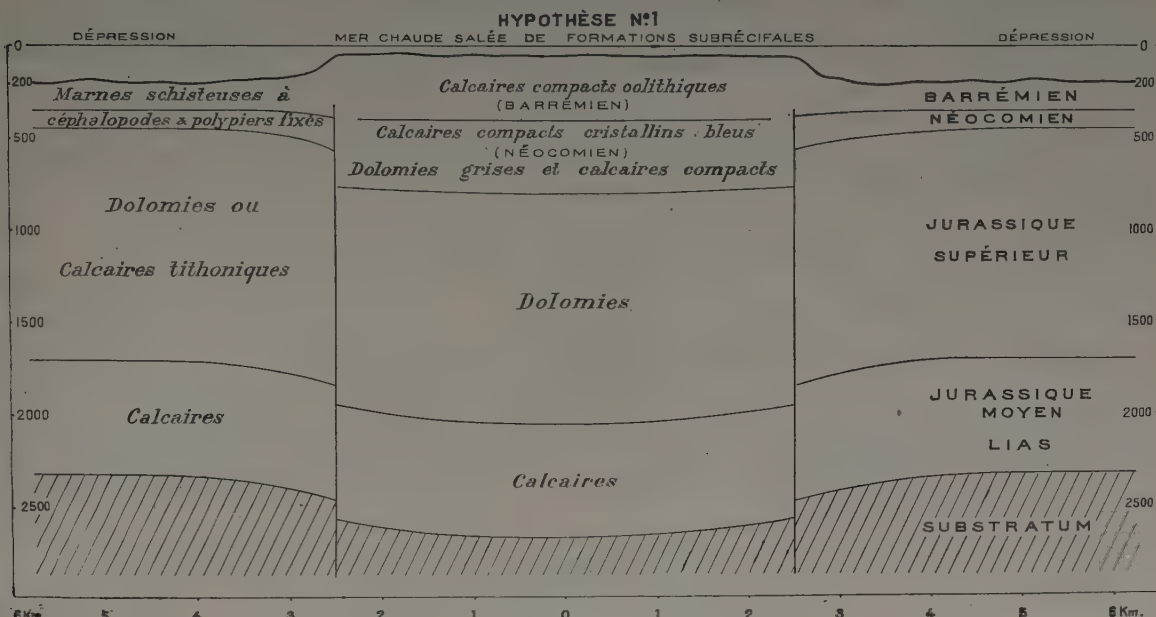


FIG. 3.



# PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

De toute façon, il apparaît nettement qu'il n'y a pas eu sur l'emplacement des hauts fonds de surrections mais des affaissements successifs. Sous l'effet de la subsidence l'aire anticlinale prédestinée se courbe en synclinal avec une solution de continuité longitudinale en bordure de cette aire. Cette solution de continuité est apparue dès que les formations subrécifales se sont accumulées sur

## FIN DE L'ALBIEN

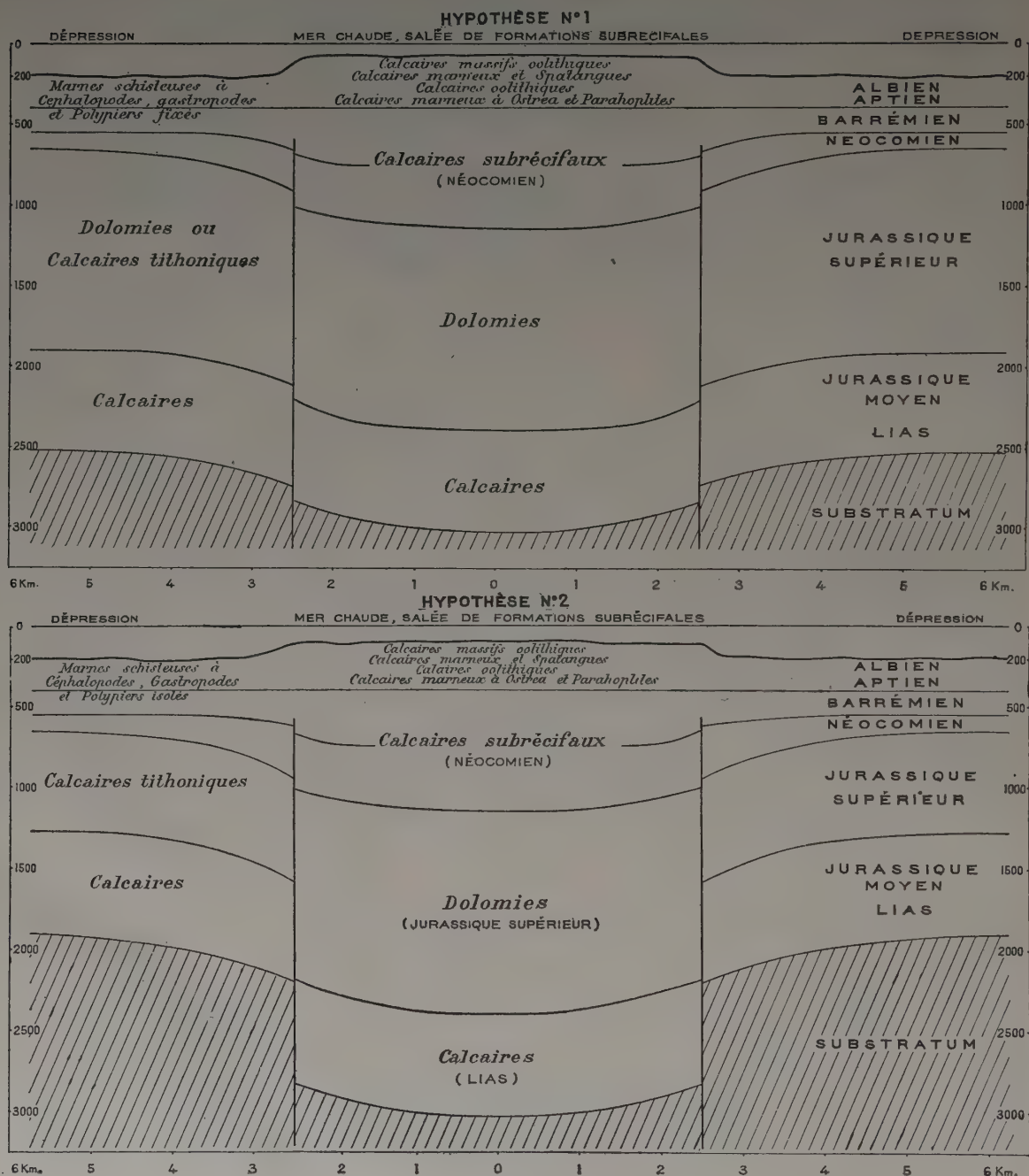


FIG. 4.

## DELEAU: CRÉTACÉ, TELL CONSTANTINOIS

l'aire anticlinale prédestinée. Les accidents que nous voyons maintenant limiter les grandes masses rigides des dômes sont donc bien commandés par le substratum et nous constatons l'importance de la composante verticale le long de lignes directrices prédestinées. Les failles situées sur ces lignes directrices sont certainement profondes car elles ont permis le passage d'une minéralisation en fer, zinc, plomb, antimoine. Ainsi la répartition des mines dans le Constantinois est en relation étroite avec les grandes fractures bordant les masses récifales.

### RÉFÉRENCES

- BLAYAC, J. 1912. Esquisse géologique du Bassin de la Seybouse. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, Stratigraphie no. 6, pp. 203-214.
- DELEAU, PAUL. 1933. Présence du Crétacé inférieur au Djebel Safia, province de Constantine. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 197, pp. 1136-1138.
- 1938a. Le Jurassique supérieur dans le Tell Constantinois au Kef Sebgoud. *Comptes Rendus Soc. Géol. Fr.*, 1-2, p. 2.
- 1938b. Étude géologique des régions de Jemmapes et d'Hamam-Meskoutine. *Thèse. Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, no. 14, pp. 114-120, p. 113, p. 125 and pp. 381-455, pp. 142-160, p. 176, pp. 170-171, p. 179.
- 1938c. Les variations brusques de faciès du Crétacé inférieur au Djebel-Djaffa (Constantine). *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 206, no. 2, pp. 121-123.
- 1944. Le Tell constantinois. *Publications du Centre National de la Recherche Scientifique*, p. 10, pp. 13, 14, 15.
- JOLEAUD, L. 1912. Étude géologique de la chaîne numidique et des Monts de Constantine. *Thèse, Montpellier* p. 163, p. 171.
- 1914. Découverte du Valanginien à Ammonites pyriteuses dans le massif du Chettabah près de Constantine. *Comptes Rendus Soc. Géol. Fr.*, p. 125 et *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, 14, p. 435.
- SAVORNIN, J. 1920. Étude géologique de la région du Hodna. *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, no. 7, p. 179.
- SAYN, G. 1890. Description des Ammonitidés du Barrémien du Djebel-Ouach. *Soc. Agric. Lyon*.

# SUR LE PROBLÈME DU TRIAS-SALIFÈRE ET SUR L'EXISTENCE DU TRIAS-ALPIN DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU MAROC

Par L. de LOCZY

Turkey

## RÉSUMÉ

Certains éléments des faunes, notamment *Megalodus*, *Gervillia*, *Myoconcha*, *Avicula*, *Diplopores*, *Polypiers* et les facies dolomitiques ainsi que les conditions paléogéographiques porteraient à conclure qu'une ingression très brève et presque invisible de la mer chaude du Trias-alpin, s'est probablement étendue dans le Rif Oriental et dans une partie du Causse moyen atlasique. Elle est venue vraisemblablement de la direction des Baléares et de l'Algérie, s'est divisée au Maroc en deux branches distinctes.

Au-dessus du Permotrias continental rouge, on trouve un puissant ensemble de dolomies et de calcaires dolomitiques. Cet ensemble, autrefois considéré comme Liasique doit apparemment embrasser le Trias supérieur (Rhétien) et passer à l'Infralias par des couches litées où graduellement la dominante devient calcaire.

La transgression du Trias marin commence par endroits à des périodes différentes; ainsi dans le Moyen Atlas, seuls les horizons plus supérieurs (Rhétien) sont probablement présents, caractérisés par la présence de *Megalodus* et de *Diplopores*, et par les dolomies massives.

Le Trias est développé sous facies différent dans la dorsale du Rif, et dans la Zone du Flysch; une série laguno-marine développée en facies proprement germanique est composée de salifère rouge, de cargneules, de couches de dolomies détritiques, qui comportent également les étages supérieurs à couches de *Myophories* indiquées par Marçais.

L'apparition du Trias-salifère dans le Prérif et dans la Zone du Flysch est presque toujours du type intrusif. Les noyaux salifères figurent dans le Prérif, comme les noyaux perçants diapiriques dans les régions subcarpathiques. L'ascension des masses salifères se déroulent selon les lignes tectoniques générales. Injectées entre les unités tectoniques elles y forment des lames plastiques-lubrifiantes. Par ailleurs, suivant les observations de l'auteur, les masses de sel ne prenaient pas part dans les grands déplacements horizontaux. Le sel n'a pu participer au charriage des nappes comme les autres composants stratigraphiques. Les gemmes du sel présentent partout des pendages verticaux. Suivant l'explication de l'auteur il peut s'agir de masses de sel secondaires plusieurs fois recristallisées. De cette manière la position stratigraphique du sel aurait pu changer, et c'est en ce sens que l'on peut parler de sel crétacé, de sel helvétien et peut être même de sel tortonien. Le sel a pu monter à diverses reprises durant les phases orogéniques, se laminant et accomplissant une petite partie du déplacement horizontal avec les nappes chevauchantes sans jamais effectuer le déplacement total.

## INTRODUCTION

DURANT 1946 et 1947 j'ai entrepris une étude géologique étendue du Maroc Français septentrional. Au cours de celle-ci j'ai eu l'occasion d'obtenir une bonne vue d'ensemble des bordures de la Plaine du Rharb et du Plateau de Meknès—Fèz (Sais), du Prérif méridional et du Moyen Atlas septentrional. Mes recherches se sont étendues également au Rif et Prérif oriental ainsi qu'à la partie occidentale du Haut Plateau tabulaire dans la région de la Moulouya.

Dans mes recherches j'ai attaché beaucoup d'importance à la solution du problème du Trias, lequel, du point de vue stratigraphique, tectonique et paléogéographique, joue un grand rôle, dans la constitution géologique du Maroc septentrional.

Les expériences nombreuses, acquises pendant mes recherches antérieures portant sur le Trias alpin, ont beaucoup facilité mon étude. Notamment, j'ai eu l'occasion d'effectuer, pendant plusieurs dizaines d'années, des recherches de Trias très détaillées dans les Alpes orientales, dans les Carpathes, dans la région du Lac Balaton, ainsi que dans les Dinarides (Serbie Occidentale). Je connais également le Trias du Briançonnais.

J'ai l'honneur de remercier à cette occasion M. E. F. Lassauzé, administrateur délégué de la " Société



Chérifiennne des Pétroles " de m'avoir permis la publication des résultats scientifiques obtenus au cours de ma mission au Maroc.

# LA QUESTION DU TRIAS MARIN

Au Maroc français septentrional, l'existence des formations marines du Trias a été problématique jusqu'à ces derniers temps. D'après la conception générale elles devaient manquer dans la partie septentrionale du Moyen Atlas ainsi que dans le Prérif. C'est seulement dans les dernières années, que Jean Marçais prouvait leur existence dans le Prérif, en se basant sur la faune Lamellibranche (*Miophoriopsis*) récemment découverte.

D'après P. Fallot et A. Marin les couches triasiques marines supérieures en facies dolomitique sont également développées dans le Rif espagnol.

*La pétrographie, la paléontologie et la paléogéographie m'ont conduit à placer sous réserve dans le Trias supérieur (Rhétien) les dolomies et une partie des calcaires dolomitiques blancs du Moyen Atlas septentrional et du Prérif méridional.*

Mes arguments sont les suivants:

Certains éléments des faunes, notamment la présence de *Megalodus*, *Gervillia*, *Avicula*, *Diplopores*, *Polypiers* et les facies dolomitiques, ainsi que les conditions paléogéographiques porteraient à conclure qu'une ingression très brève et presque invisible de la mer chaude du Trias alpin, s'est probablement étendue au Prérif méridional et à une partie du Causse Moyen Atlasique. Elle est venue vraisemblablement de la direction des Baléares et de l'Algérie, et s'est divisée au Maroc en deux branches distinctes. La branche septentrionale s'étend dans le Rif espagnol, tandis que la branche méridionale s'allonge vers le Causse moyen atlasique.

*Au-dessus du Permotrias continental rouge, on trouve un puissant ensemble de dolomies et de calcaires dolomitiques blancs. Cet ensemble, autrefois considéré en général comme Liasique inférieur doit apparemment embrasser le Trias supérieur (Rhétien) et passer à l'Infralias par des couches litées où graduellement la dominante devient calcaire.*

Dans les régions suivantes j'ai observé les couches des dolomies et calcaires dolomitiques massifs, ces dernières contenant souvent des *Megalodus*, de *Gervillia*, des *Avicula*, et des *Myoconcha* ainsi que des *Diplopores*:

La région de l'Oued Beth entre El Kansera et de Camp Bataille.

Djebel Zerhoun (dans les Rides jurassiques Prérifaines).

Aux environs d'El Hajeb et d'Ifrane.

Beni Bou Yahy dans le Prérif oriental.

La série des dolomies et calcaires dolomitiques massifs des localités citées ci-dessus est généralement située au toit du Permotrias continental rouge. Elle ressemble fortement aux formations triasiques supérieures du Rif espagnol, décrites par P. Fallot.

Il n'y a évidemment aucun doute que dans la vallée de l'Oued Beth et aux divers points du Moyen Atlas le Lias inférieur et moyen sont également développés au-dessus des dolomies sans transition visible. Ils contiennent les Brachiopodes caractéristiques cités et décrits par G. Dubar. Il s'agit du Lotharingien et du Pliensbachien. Le Lias supérieur n'est plus représenté dans le Causse moyen atlasique; il y a donc eu sans doute une régression de la mer après le Domérien, cependant dans le Prérif méridional (Rides jurassiques) la transgression de la mer a persisté jusqu'au Dogger moyen. J'ai moi-même constaté dans la vallée de l'Oued Beth et à El Kansera l'existence de grands Brachiopodes, tels *Spiriferina* et *Terebratula* toujours dans la partie supérieure plus calcaire de ces calcaires dolomitiques, et des dolomies que je considère, sous réserve, comme partiellement rhétiennes. (Je signale que je classe dans le Trias supérieur les étages Norien et Rhétien.)

*La série des dolomies et des calcaires dolomitiques massifs du Causse moyen atlasique contenant des Megalodus et des Diplopores ressemble aux formations triasiques supérieures à facies alpin. J'ai eu l'occasion d'étudier des formations très semblables dans le Briançonnais, dans les Alpes orientales (Région de St. Cassian) dans les environs du Lac Balaton et dans les Carpathes occidentales (la série*

de Chocs). Les couches en question ressemblent aussi aux dolomies massives du Trias supérieur (Rhétien) connues en Andalousie, aux Baléares (Majorque) et au Maroc dans le Rif espagnol.

J'ai eu l'impression qu'il n'était pas impossible que ces formations soient représentées non seulement dans les régions citées ci-dessus, mais aussi en plusieurs autres points du Moyen Atlas occidental. Les dolomies et calcaires dolomitiques massifs avec des faunes caractéristiques d'une mer chaude (*Megalodus*, *Diplopores* et *Polypiers*) de la région d'Immouzer et d'Ifrane semblent également représenter le Trias supérieur (Norien et Rhétien).

Dans la vallée de l'Oued Beth entre El Kansera et Camp Bataille, j'ai observé les formations suivantes:

Au-dessus de la base paléozoïque formée par les couches du Viséen, reposent les conglomérats et grès rouges à traces de Plantes du type Verrucano respective de Buntsandstein, ainsi que les roches volcaniques (Basalte doléritique). Au toit on peut trouver les argiles et marnes rouges gypseuses avec les argiles blanches isolées à *Ostracoda* et à Plantes. Sans doute toutes ces couches représentent le Permotrias continental.

Au-dessus du Permotrias se trouvent les calcaires marneux jaunâtres, rubanés, les dolomies litées et les calcaires dolomitiques et dolomies blanches saccharoïdes. Ces dernières contiennent des *Diplopores* et des *Megalodus*, en conséquence elles doivent représenter le Rhétien.

Au toit de ces dernières des bancs épais de calcaires blancs grisâtres et rosâtres à *Spiriferina* et *Hesperithyris*, appartiennent déjà à l'Infralias. L'épaisseur de cette série de calcaires et dolomies est d'environ 200–250 m. La transition entre les calcaires dolomitiques rhétiens et les calcaires blancs saccharoïdes infraliasiques est presque invisible.

Concernant le Trias inférieur il est à noter que les couches blanches du Trias inférieur (Werfénien) du Camp Bataille paraissent identiques à celles traversées au sondage de Dar-En-Nsour (Zerhoun); rencontrées à une profondeur de 500 mètres; elles y sont surmontées par les dolomies noires caverneuses à cargneules; sous ces argiles on trouve le salifère rouge avec du sel. Nous nous trouvons donc en présence d'un facies intermédiaire entre celui des Rides Prérifaines et celui du Moyen Atlas.

Les dolomies et calcaires dolomitiques sont fortement développés spécialement dans le Zerhoun (Rides Prérifaines) et aux environs d'El Hajeb ainsi que dans la région d'Immouzer. Leur épaisseur dépasse quelquefois plusieurs centaines de mètres.

Je crois également dans la partie orientale du Maroc septentrional à l'existence de couches triasiques supérieures. Elles sont donc développées au Nord de la Plaine de Guercif, dans le Massif des Beni Bou Yah. Ici le Permotrias rouge est discordant sur les schistes cristallins. Il est composé de conglomérats, de grès rouges durs; de coulées ophitiques et de marnes rouges gypseuses; ensuite viennent les calcaires noirâtres, un peu bitumineux, bien lités, dont les couches ont souvent une surface brunâtre due à l'oxydation. Malgré le manque de fossiles, la position stratigraphique et tectonique de ces calcaires en font un correspondant du Trias supérieur. Ils se parallélisent notamment aux calcaires dolomitiques grisâtres des Klippes de la Zone Rifaine orientale (Environs de Tizeroutine). Au-dessus de cette couche, on a une série de calcaires dolomitiques massifs d'une épaisseur de 300–400 m. Ces calcaires grisâtres et jaunâtres contiennent des intercalations de dolomies pures et de bancs siliceux. Aucun fossile ne se manifeste en dehors des traces d'Algues à la surface des bancs plus blancs. Il n'est pas exclu qu'il s'agisse du Rhétien. Au toit de ces couches, on trouve des calcaires grisâtres bien lités, contenant des silex noirs et passant en haut à des calcaires siliceux quartzitiques avec *Rhynchonella*. Suivant la description de W. van Leckwijk ces deux dernières formations représentent déjà le Lias inférieur.

Il indique que W. van Leckwijk dans son rapport non publié (Études géologiques dans le Rif oriental et dans son Avant Pays) cite, à la page 69, parmi les fossiles trouvés à Bab Tafrant (Mazgout), l'*Isocardia* sp. Étant donné que cette espèce n'est pas représentée à l'Infralias, il est possible qu'il s'agisse d'une forme de *Megalodus*.

Le Trias est développé sous facies différent dans la dorsale du Rif espagnol, dans la Zone du Flysch, et plus au Sud dans le Prérif. Une série du Trias laguno-marin développée en facies proprement



## DE LOCZY: TRIAS SALIFÈRE ET ALPIN, MAROC

*germanique est composée de salifères rouges, de cargneules, de couches de dolomies détritiques, qui comportent également des étages supérieurs à couches Miophoriopis indiqués par J. Marçais.*

### LE DÉVELOPPEMENT DU TRIAS GERMANIQUE

*Au Sud, dans la partie occidentale du Moyen Atlas septentrional, on retrouve le Permotrias continental rouge. Comme dans le Rif espagnol, il renferme tout au plus des niveaux inférieurs d'âge werfénien. Dolomies et calcaires dolomitiques réapparaissent ici et se déposent sur le Permotrias continental, donc avec une puissance moindre. On peut, en raison des facies analogues, présumer ici l'existence d'une transgression similaire de la mer triasique. La série laguno-marine développée en facies proprement germanique dans la Zone du Flysch et dans le Prérif et contenant de petits dépôts de dolomies est remplacée dans le Rif espagnol et dans le Moyen Atlas occidental par des dolomies et calcaires dolomitiques massifs du Trias alpin. Ce Trias marin doit correspondre, au point de vue âge, au salifère rouge du Prérif et de la Zone du Flysch.*

Il faut remarquer que la transgression du Trias marin commence, selon les endroits, à des périodes différentes; dans le Rif espagnol elle se mit en marche déjà pendant le Trias moyen, tandis que dans le Moyen Atlas, seuls les horizons supérieurs du Trias (Rhétien) sont présents apparemment.

*Il est évident que l'éclaircissement du problème de l'existence et de l'étendue des couches triasiques alpines au Maroc du Nord, exige encore des recherches très détaillées et la collection de fossiles. Celles-ci donneront certainement une réponse positive à la question: les dolomies massives contenant de Diplopores et de Megalodus représentent-elles vraiment le Trias supérieur de facies alpin, ou sont elles seulement les sédiments d'une mer infraliasique? Si la dernière hypothèse est vraie, cette mer infraliasique aurait donc transgressé tardivement présentant des conditions physiques analogues à celle d'une mer triasique alpine (mer chaude)?*

Il n'y a aucun doute que, surtout dans le Moyen Atlas occidental (El Hajeb, l'Immouzer, l'Oued Beth et Camp Bataille) la transition entre le Rhétien et l'Infralias est presque imperceptible. Les horizons situés immédiatement au-dessus des couches contenant des *Megalodus* et des *Diplopores* contiennent déjà souvent des Brachiopodes qui correspondent à l'Infralias. *La caractéristique essentielle des formations infraliasiques est surtout la diminution des dolomies et l'accroissement des calcaires.*

D'autre part, il est impossible de ne pas reconnaître les éléments du Trias alpin si nous prenons en considération la présence des *Megalodus*, des *Diplopores* et des *Polypiers*, ayant des caractères de premier ordre du Trias alpin supérieur (Dachsteinkalk et Dachsteindolomit de mer chaude) par opposition à la mer froide du Lias.

### LES CONDITIONS PALÉOGÉOGRAPHIQUES ET TECTONIQUES DU PRÉRIF AU POINT DE VUE DE L'ÉCLAIRCISSEMENT DU PROBLÈME TRIASIQUE

Il faut tenir compte également des conditions paléogéographiques et tectoniques du Prérif. Celles-ci montrent la présence d'un bassin triasique étendu entre le Massif hercynien de la Meseta et le Rif espagnol paléozoïque. Les sédiments de ce bassin sont développés en partie sous le facies laguno-marin germanique, en partie sous le facies marin alpin; sur les deux bordures c'est-à-dire dans le Rif et le Moyen Atlas, le Permotrias existe avec facies continental. Ici le Trias inférieur (Werfénien), à la base est encore sous facies germanique et continental, mais le Trias supérieur est déjà représenté par les dolomies et calcaires dolomitiques marins. Au contraire dans le bassin, le Trias supérieur est aussi développé en facies germanique laguno-marin.







La zone de transition entre le facies franchement marin et le facies laguno-marin (Keuper) du Trias supérieur se trouve probablement au Sud du Kafs et Zerhoun sous le Plateau de Meknès et du Sais. Les masses de sel autochtones de Dar-en-Nsour (Sondage) et Bab Tisra (Sondage No. 3) parlent en faveur de cette hypothèse.

*Nous sommes, sans doute, en présence d'une pénétration occasionnelle de la mer alpine dans la mer germanique épicontinentale. La transgression de cette mer provient vraisemblablement du Nord-Est, des Baléares ou de l'Algérie. On passe insensiblement du Keuper dans le Trias alpin.*

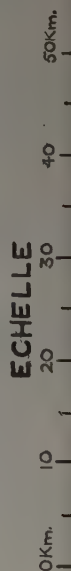
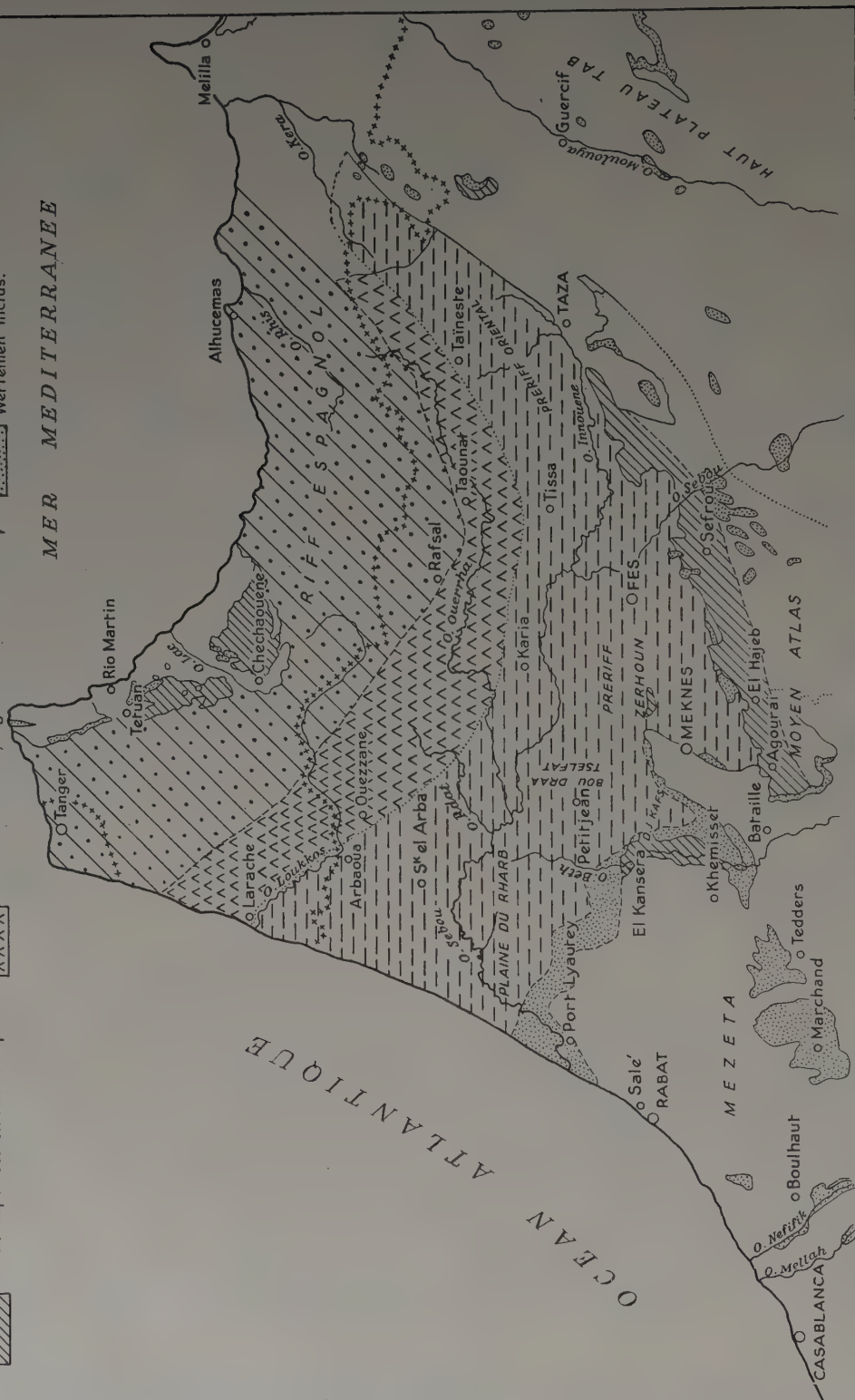


# CARTE PALEOGEOGRAPHIQUE DU MAROC SEPTENTRIONAL AU TRIAS

## LÉGENDE:-

-  Trias supérieur en facies alpin
-  Trias non divisé; laguno-marine marneux.
-  Trias non divisé; laguno-marine marneux.
-  Trias non divisé; passage du facies marin au facies laguno-marine.
-  Trias non divisé; laguno-marine dolomitique
-  Permo-trias continental jusqu'au Werfentien inclus.

MER MEDITERRANEE





Après le Trias, dans la fosse la plus profonde, c'est-à-dire dans le Préfif méridional, la sédimentation des calcaires marins a continué jusqu'au Jurassique moyen, cependant avec quelques interruptions.

Les couches du Lias et du Dogger ont empli un golfe profond dépendant de la grande fosse jurassique du Moyen Atlas. On peut estimer à 1.300 m. l'épaisseur des couches jurassiques dans la partie occidentale du Préfif méridional. L'épaisseur diminue vers l'Est, de 200 m. au Tratt, puis elle n'est plus que de 30 m. au Dezned. (Voir aussi les publications de R. Levy, de F. Daguin et de J. Gubler.) *Il s'agissait dans la région du Tselfat, Bou Draa, Zerhoun, Kafs d'un profond golfe jurassique transgressant du Sud-Est et formant ensuite un grand périclinal.* La régression de la mer à la fin du Jurassique moyen a conduit à la formation d'un continent. Dans la partie septentrionale du Moyen Atlas, la régression de la mer se déroulait déjà à la fin du Lias.

Durant le Néo-crétacé, le géosynclinal se déplace vers le Nord. La transgression des mers crétacée et éocène s'est déroulée dans la grande fosse située entre la zone jurassique préfifaine du Moyen Atlas et le Rif espagnol.

La surface occupée par la mer diminue durant l'Oligocène. Les grès oligocènes développés en facies néritiques montrent que la surface continentale était alors étendue.

*À l'Aquitainien supérieur et au Burdigalien, l'ancien golfe jurassique préfifain formait un archipel avec des îlots. A la suite d'un affaissement, le Burdigalien a enveloppé ces îlots jurassiques.*

Puis est venue la transgression de l'Helvétien inférieur. Ensuite s'est déroulée la grande phase orogénique produisant la structure des nappes; après cette phase orogénique, est survenue la grande transgression de l'Helvétien supérieur et du Tortonien.

Le paroxysme de chevauchement des nappes est donc antérieur à l'Helvétien supérieur. La description des nappes éocène-crétacées du Préfif et des Collines du Rharb est le mérite de W. Bruderer et de R. Levy, qui ont jeté pour la première fois une juste clarté sur la tectonique de ces régions.

Les mouvements tectoniques du Préfif sont comparables aux phénomènes des Carpathes où les structures écaillées ont des déplacements de plusieurs kilomètres: Nous avons sûrement aussi dans le Préfif des nappes avec déplacements de 8-10 km. comme le montrent les grands sondages de Guedarra, Ouldja, Bou-Mimoun etc. . . .; *on ne peut cependant, à mon avis parler ici d'une structure de recouvrement de style alpin* (d'après F. Daguin ou A. Beaugé et L. Joleaud); en effet il n'existe pas de grandes variations dans les couches composant les diverses nappes ni dans le facies de ces couches.

*Les premiers plissements des couches jurassiques sont développés avec une allure plus ou moins Nord-Sud (structures préformées du Tselfat, Kennfoud, Dar-en-Nsour et du Bou Draa-Outita-Balaas-El Kansera).*

*L'allure est identique à celle du massif hercynien de la Meseta. Les Rides jurassiques développées ensuite, durant le chevauchement de la nappe éocène—crétacée, sont déjà dirigées Ouest-Est (Djebel Kafs et Zerhoun) et sont plus ou moins parallèles à l'allure des Nappes.*

La rencontre de ces deux directions de mouvements tectoniques est très visible à El Kansera et dans la vallée de l'Oued Beth, où les plissements de calcaires secondaires montrent les deux allures; aussi cette région forme une transition nette entre les Rides jurassiques préfifaines et le Moyen Atlas tabulaire.

*Suivant mes observations il n'est pas nécessaire d'établir une frontière rigide entre Nappes, Rides et Moyen Atlas. On ne peut pas dire en particulier que les Rides jurassiques du Préfif sont entièrement autochtones et sans aucune relation avec la Nappe éocène-crétacée.*—Les Rides jurassiques sont elles aussi parfois écaillées, même chevauchées? Ce phénomène est particulièrement net dans les Régions de Kafs et de Kansera où le déplacement horizontal atteint 2-3 km.

*Les Rides ne participent donc à la structure écaillée de la Nappe qu'en partie seulement, par suite de la différence de résistance entre les calcaires rigides et les argiles plastiques très lubrifiantes. Le même mouvement tectonique a joué un rôle dans la constitution des Rides plus jeunes dirigées Ouest-Est; elles se seraient déformées en même temps que la Nappe éocène-crétacée.*



*En raison des conditions paléogéographiques mentionnées ci-dessus, je doute fortement que des rides jurassiques existent sous la plus grande partie de la Plaine du Rharb. Il est bien possible que la partie orientale de la Plaine du Rharb au voisinage de la bordure (avant pays de la ligne Outita-Kansera) présente déjà en profondeur un prolongement du massif hercynien de la Meseta. Ce prolongement semble former, durant le Jurassique, un cap barrière, modelé par les failles, comparable au cap paléozoïque de Tiflet, constitué au Tertiaire.*

Ces dernières observations sont remarquables aussi du point de vue recherches du pétrole. Malgré les structures faillées, je crois que, dans cette région, au-dessus de la barrière primaire, en avant des rides jurassiques, l'accumulation du pétrole est possible. En raison de la dispersion considérable des suintements des hydrocarbures au Maroc français septentrional, fréquemment en relation avec les affleurements des couches laguno-marines du Trias, je pense qu'il faut chercher l'origine du pétrole dans les couches du Trias salifère ou, même, dans le Carbonifère du Massif hercynien.

La présence de grandes masses de sel au sondage de Dar-en-Nsour et à Bab-Tisra, ainsi que l'affleurement de salifère à Kansera (source sulfureuse) nous conduit à penser qu'*au-dessous de la Plaine du Rharb, s'allonge d'Est en Ouest peut-être jusqu'au bord de l'Océan Atlantique la zone frontale laguno-marine avec masses de sel. Elle s'achève brusquement vers le Sud sur le massif hercynien de la Meseta.*

*En conséquence, la synthèse tectonique du Maroc français septentrional interprétée par F. Daguin ainsi que les cartes paléogéographiques de P. Fallot et de J. Gubler doivent être quelque peu modifiées. (Voir les cartes schématiques annexées.)*

## LE DIAPIRISME DU TRIAS SALIFÈRE

L'apparition du Trias-salifère dans le Prérif et dans la Zone du Flysch, ainsi que dans le Moyen Atlas est presque toujours du type intrusif. Partout l'ascension du salifère a été en relation avec les phases tectoniques provoquant les écaillés des nappes. Son rôle orogénique est plus ou moins passif. Les noyaux salifères figurent dans le Prérif, comme les noyaux percants diapiriques dans les régions subcarpathiques. L'ascension des masses de sel se déroule selon les lignes tectoniques générales. Les zones d'injection du salifère représentent sans doute les lignes d'amorce de grandes écaillés qui seraient intervenues si les déplacements tangentiels s'étaient exagérés. Injectées entre les unités tectoniques elles y forment des lames plastiques lubrifiantes. Si au cours de sa migration verticale, un semblable paquet reçoit de nouvelles pressions tangentielles, il joue le rôle d'un corps homogène, mais étranger, dans l'épaisseur des couches qui se plissent. Les cassures d'une nouvelle phase orogénique provoquent de nouvelles ascensions de sel. Les pressions tangentielles continuent ensuite à injecter le noyau plastique et à entretenir son ascension.

Sans doute le processus de l'ascension de sel est déjà depuis longtemps en cours, et il continue encore. La montée du sel, c'est-à-dire le diapirisme a déjà commencé pendant la sédimentation et le plissement du Jurassique, continua également pendant les grandes phases suivantes, jusqu'à l'époque récente. Un paroxysme du diapirisme se trouverait placé à l'Helvétien-moyen.

Par ailleurs, suivant mes observations, *les masses de sel n'ont pas pris part aux grands déplacements horizontaux. Le sel n'a pu participer, en raison de manque de temps, au charriage des nappes comme les autres composants stratigraphiques. Les massifs de sel présentent partout des pendages verticaux.*

Les arguments en faveur de cette hypothèse sont les suivants:

(1) La superficie du Trias-salifère est généralement très étendue dans les régions basses de la vallée de Zegota, Mikkes, Sebou, Innaouene et de Lebene. Dans ces régions l'allure des couches bariolées est presque toujours chaotique, et elles sont presque toujours mylonitisées. Les masses du sel et les autres formations dures et résistantes pénètrent souvent verticalement à travers des terrains supérieurs.

(2) Le sel gemme de la vallée Oued Mellah Nzaias ceux de la Montagne de Tissa, ceux de Oued Lebene et de la vallée Mikkes-Daya montrent en général des pendages verticaux. Cependant aussi

les calcaires jurassiques de Dj. Zalagh au Nord de Fez, ainsi que ceux de Dezned de Khalifat et du Dj. Knadsen au Nord de la vallée de Sebou (Route de Fez à Quezzane) forment des dômes ou des pitons en lame de couteau, qui donnent des preuves en faveur d'un déplacement vertical.

(3) Même dans plusieurs régions du Moyen Atlas, par exemple dans les environs de El Hajeb et de Camp Bataille, où les couches rouges de Permotrias se trouvent en position assez tranquille, on peut voir de petites structures diapiriques locales, dans le cas où la teneur du sel et du gypse est plus forte. Au Roi-Bagrou et au Kemin-Ezhana le Burdigalien (pendage 55-60°) forme la couverture du noyau salifère contenant du gypse et du sel.

(4) Comme les couches jurassiques, les argiles rouges salifères deviennent vers le Sud moins épaisses et plus néritiques, relativement plus continentales; la teneur en sel et en gypse diminue également. Il est possible que sous le Plateau de Sais et au Sud de El-Kansera, une limite assez brusque puisse exister entre le Salifère laguno-marin et des masses du sel, s'achevant aussi rapidement ici que dans les Subcarpathes.

(5) Les roches exotiques des brèches de sel gemme, qui comprennent des roches plus anciennes (paléozoïques) que le sel lui-même, ont été arrachées du socle et transportées par le sel comme dans les Précarpathes et en Transsylvanie, où le sel contient souvent aussi des roches plus anciennes que lui-même.

(6) Les remarques ci-dessus sont très concordantes avec l'opinion de Mrazek et de Lacoste, aussi faudrait-il les prendre en considération dans l'appréciation des conditions tectoniques du Maroc septentrional.

La relation tectonique entre les Rides et la Nappe du Prérif est, à certains égards, comparable à celle des Carpathes occidentales; en Slovaquie, les recouvrements horizontaux des nappes du Flysch subbeskidique sont plus importants que ceux des Rides formées par les calcaires subtriatiques, mais ils sont provoqués généralement par le même mouvement tectonique. *Par conséquent, au point de vue de la "Grande tectonique" les recouvrements des Carpathes occidentales représentent un phénomène très analogue à celui du Prérif. Les différences de constitution tectonique de ce dernier sont dues en grande partie au diapirisme du Trias-salifère.*

*Le diapirisme, c'est-à-dire l'ascension du sel, a joué en effet un rôle important sinon dominant dans la constitution des régions prérifaines les structures du sel y sont très abondantes et d'âges très divers la montée du sel se poursuit peut-être actuellement. L'ascension du salifère a toujours été en relation avec les phases tectoniques provoquant les écailles des nappes.*

Les observations faites dans les Carpathes et dans le Bassin de Transsylvanie montrent que les masses de sel en règle générale ne participent pas aux grands déplacements horizontaux. *Le chevauchement des nappes prérifaines ayant duré relativement longtemps, le sel n'a pu participer au charriage des nappes avec la même intensité que les autres composants.*

J'ai observé dans les régions de l'Oued Mellah-Nzaïas el Oudaïa, dans les vallées du Mikkes et du Zegota ainsi que dans la Montagne de Tissa, que les masses de sel présentent partout des pendages verticaux.

*A mon avis, on pourrait penser concernant la tectonique du sel à une autre alternative. Il peut s'agir de masses de sels secondaires plusieurs fois recristallisées. De cette manière, la position stratigraphique du sel aurait pu changer, et c'est en ce sens que l'on peut parler du sel crétacé, du sel helvétien et peut-être même du sel tortonien. Le sel a pu monter à diverses reprises durant les phases orogéniques, se laminant et accomplissant une petite partie du déplacement horizontal avec les nappes chevauchantes, mais pas la totalité de ce déplacement.*

À la suite de mes recherches, je suis d'accord sur plusieurs points avec les conceptions de Lacoste concernant les structures diapiriques qui jouent évidemment un rôle important dans la constitution du Prérif et des Collines du Rharrb. Je suis notamment d'accord avec Lacoste, lorsqu'il dit: "Il est difficile de ne pas admettre que le Trias-salifère forme le noyau de plusieurs anticlinaux."

À mon avis, les paquets salifères sont également liés à la lame éocène ou crétacée sous forme de



*lambeaux de poussée.* La montée du sel se déroule à diverses périodes orogéniques et le lambeau salifère du champs pétrolifère d'Aïn Hamra, par exemple, est encore actuellement en mouvement.

#### LE DIAPIRISME DANS LES RÉGIONS ORIENTALES

Il est très remarquable que les noyaux perçants diapiriques du Trias-salifère jouent, en dehors du Maroc oriental également, un rôle très important dans la constitution géologique des régions suivantes:

Moyen Atlas oriental, Plaine de Guercif et de Taourirt, bassin de la Moyenne Moulouya et Haut Plateau tabulaire. Dans ces régions le Permotrias est composé de conglomérats rouges et durs, de grès rouges parfois très siliceux, de marnes et argiles rouges avec gypse et sel, de sel-gemme et quelquefois de calcaires marneux rouges; il contient souvent des roches éruptives (ophites vertes). Toutes les formations mentionnées ci-dessus sont certainement continentales; elles ne contiennent jamais les plaquettes de dolomie noire que l'on trouve dans les affleurements de Trias laguno-marin (Keuper) de la Zone du Flysch développés dans le Rif oriental.

Le forte teneur en gypse et la présence de masses de sel prouvent durant le Permotrias, l'existence de dépressions où se concentraient les eaux salées du désert; le sel-gemme, les accidents diapiriques, que je décris un peu plus loin, sont le résultat de cette concentration des eaux salées. Il existait probablement déjà au Permotrias une grande dépression où pouvait se concentrer le sel, à l'emplacement de l'actuelle Moulouya (avec direction moyen atlasique). Je considère que la ligne marquée par les accidents de Rhorgia, Haloua-Richa, Gara-Timbath, Bou Messaad indique l'emplacement de cette dépression qui constituait dans le désert permotriasique l'ancêtre de l'actuelle vallée de la Moulouya.

*Les accidents de la Plaine de Guercif sont étroitement liés au diapirisme du Permotrias.*

*Près de Rhorgia, au Djebel Mellah on a, sur la rive gauche de la Moulouya, une grande montagne de sel dont la direction est Moyen atlasique. Les indigènes, depuis déjà fort longtemps, y extraient le sel dans une mine souterraine. Le Permotrias et même le sel traversent la Moulouya et le Bou Yacoubat, sur la rive droite de la Moulouya, et on constate que le sel en montant a élevé aussi les terrasses et terrains alluviaux des gours.*

Les Djebel Haloua et Richa représentent certainement un chaînon récent dû à la montée du sel. Cette montée a exercé son influence, non seulement sur les couches liasiques et jurassiques au toit, mais même sur les couches néogènes transgressives; fait remarquable; cette action s'est même exercée sur les conglomérats et terrains des gours pliocènes et quaternaires. Le sommet de l'Haloua 916 m. est lui-même constitué par ces conglomérats et gours redressés.

*L'accident diapirique de Bou Messaad* situé 5,5 km. à l'E.S.E. de Guercif est formé par des couches de marnes rouges permotriasiques et des ophites. Dans les marnes rouges, des efflorescences blanches de sel indiquent la présence du sel-gemme à une faible profondeur. Les marnes rouges contiennent des ophites en bancs discontinus. Des basaltes très récents affleurent sur le flanc occidental; ils sont peut-être le résultat d'éruptions récentes (pliocènes). Le fait que ces basaltes participent au mouvement comme les couches néogènes situées au toit, indique qu'il s'agit d'un diapire très jeune, encore en cours actuellement. Quoique discordants, les gours quaternaires formant le sommet sont faiblement inclinés. L'axe de ce diapire est dirigé S.S.O.-N.N.E. parallèlement à la vallée de la Moulouya.

*L'accident de Sidi Mohamed Ben Ali* situé dans la vallée de l'Oued Za, nord-ouest de Taourirt, est le plus oriental de la série diapirique parallèle à la vallée de la Moulouya. Dans le noyau, les marnes rouges à gypse et sel associés à des blocs ophitiques affleurent. Toutes les couches au toit du Permotrias participent au plissement; le Jurassique moyen, les couches transgressives de la molasse helvétique et du Tortonien supérieur, et même les conglomérats et calcaires lacustres quaternaires faiblement inclinés.

*Nous sommes évidemment en présence d'une structure subrécente.*

*Sans doute ces accidents diapiriques très récents sont en relation étroite avec la grande faille de la Moulouya, laquelle délimite deux grandes unités tectoniques, notamment le Haut Plateau tabulaire du Moyen Atlas oriental. Cette partie de la Fosse de la Moulouya est relativement très récente, en effet seul le Pliocène y est représenté.*



## RÉFÉRENCES

- BRUDERER, W. 1938. Structures jurassiques de la région de Petitjean. Conditions tectoniques rencontrées par les forages pour la recherche du pétrole. *Comptes Rendus Congrès Mondial du Pétrole*. Paris.
- DAGUIN, F. 1927. Contribution à l'étude géologique de la région préifaine.
- 1934. Recherches géologiques sur la feuille Fes. *Mém. Serv. Géol. Maroc*, no. 32.
- DUBAR, C. 1942. Études paléontologiques sur le Lias du Maroc. Brachiopodes. *Mém. Serv. Géol. Maroc*, no. 57.
- DUPONT, G., BONICHON, P., et DAGUIN, F. 1939. Quelques observations sur les montagnes de sel du Préif. *Mém. Serv. Géol. Maroc*.
- FALLOT, P. 1937. Essai sur la géologie du Rif septentrional. *Mém. Serv. Géol. Maroc*, no. 40.
- GUBLER, J. 1938. Traits généraux de la paléogéographie du Lias préifain. *Comptes Rendus Congrès Mondial du Pétrole*, Paris.
- et LEVY, R. 1939. Le bord méridional des unités préifaines entre Moulay-Yacoub et Fès. *Mém. Serv. Géol. Maroc*.
- LACOSTE, J. 1934. Études géologiques dans le Rif méridional. *Mém. Serv. Géol. Maroc*, no. 31.
- MARCAIS, J. Fossiles triasiques du Maroc septentrional.
- RUSO, P. 1927. Recherches géologiques sur le territoire des Hauts Plateaux (Maroc Oriental). *Ann. Univ. Lyon. Nelle*, série I.46.
- RUSO, P. et L. 1929. Recherches géologiques sur le Nord-Est du Rif. 20. *Mém. Soc. Sci. Nat. Maroc*.
- SOLIGNAC, M. 1928. Études géologiques de la Tunisie septentrionale. *Mém. Serv. Carte géol. Tunis*.
- TERMIER, H. 1940. Études géologiques sur le Maroc Central et le Moyen Atlas septentrional. *Mém. Serv. Géol. Maroc*, no. 33.

# LES GLISSEMENTS DE TERRAINS DANS LA ZONE DE SAINT-RAPHAEL À ALGER

Par Marguerite RICHARD

Algeria

RÉSUMÉ

Un important quartier de la ville d'Alger est affecté de mouvements de terrains dont les conséquences, souvent graves, ont été parfois catastrophiques. Il s'agit d'un glissement d'ensemble vers la mer de terrains marneux qu'accompagne la destruction par éboulement des falaises calcaires qui les surmontent.

La succession des couches géologiques est la suivante:

- un substratum schisteux et gneissique (massif ancien d'Alger—Bouzaréah);
- des grès et poudingues (base du Miocène);
- des marnes bleues (Miocène et Plaisancien), sableuses à la base, altérées en surface;
- des calcaires à *Lithothamnion*, avec passées argileuses, formant la *Molasse de Mustapha* (faciès "matérin" du Pliocène inférieur); la formation débute, au-dessus des marnes bleues, par une marne sableuse riche en grains de *glauconie*;
- des placages d'alluvions et des éboulis de molasse souvent bloqués.

Le phénomène est complexe:

- (1) les marnes bleues, humides (les terrains sous et sus-jacents sont perméables), glissent comme une matière plastique.
- (2) la falaise calcaire est détruite par sa base.

Dans les deux cas, la couche sableuse glauconieuse joue un rôle considérable:

(1) par sa constitution physique: les sables retiennent la nappe phréatique alimentée par les calcaires, et entretiennent la zone marneuse en perpétuel état d'humidité.

(2) par sa constitution chimique: la *glauconie alcalinise l'eau en circulation*; les eaux alcalines détruisent les terrains au contact desquels elles se trouvent, les marnes en particulier, par défloculation. Le "support" de la falaise calcaire est donc instable; celle-ci est comme sapée par sa base sous l'effet d'un phénomène physico-chimique qui semble plus fréquent qu'on ne pourrait le penser.

## APPLICATIONS DES MÉTHODES DE PROSPECTION ÉLECTRIQUES À UN PROBLÈME PARTICULIER EN TUNISIE: LES SEUILS HYDRAULIQUES

Par G. CASTANY

Tunisia

RÉSUMÉ

(See also Part V)

On connaît depuis longtemps en Tunisie des zones d'émergences aquifères remarquables dues à d'importantes fractures qui, dans la plupart des cas, apparaissent sous forme de falaises quaternaires peu accentuées. De ce fait les failles sont masquées par des terrains récents et ne peuvent être décelées par la géologie de surface.

La Direction des Travaux Publics de la Régence a fait appel à la prospection électrique. La méthode appliquée aux structures d'Hadjeb El Aïoun, Gafsa et Sbeitla a donné des résultats intéressants. Les profils réalisés peuvent servir d'exemple type.

Les zones de fractures mettant en contact des compartiments lithologiquement différenciés, les lignes de rupture apparaissent nettement dans les séries de profils transversaux de résistivité. Ces derniers mettent en outre en évidence le pendage des failles et des bancs ainsi que les accidents ou plissements du substratum. L'étude est contrôlée et complétée par des sondages électriques profonds.

Des forages effectués à la suite de ces travaux de reconnaissance ont confirmé les interprétations données.

### DISCUSSION

A. DE LA O. CARREÑO asked what particular electrical procedure was used in the survey.

J. J. BREUSSE a remarqué que, si la prospection électrique était parvenue à des résultats si intéressants, c'était que les problèmes avaient été très bien posés géologiquement et qu'il y avait une complète collaboration entre le Service Géologique de Tunisie et la mission géophysique.

G. CASTANY avait répondu que la méthode utilisée était la prospection électrique selon la méthode Schlumberger.

## LES FOSSES QUATERNAIRES D'EFFONDREMENT DE TUNISIE

Par G. CASTANY

Tunisia

RÉSUMÉ

(See also Part XIII)

Les études géologiques confirmées par des recherches géophysiques et des sondages hydrauliques profonds ont mis en évidence la présence, en Tunisie, d'importantes fosses d'effondrement. Les plus connues sont celles du Lac de Tunis, de Grombalia, Kairouan, Kasserine et du Djérid.

Les plaines de Grombalia et de Kairouan apparaissent comme de véritables "graben" comblés de terrains récents. La structure des bordures fait apparaître de nombreuses flexures et failles tronquant les plis. Les sondages profonds ont recoupé, au centre, des puissances notables de sédiments: plus de 400 mètres de Quaternaire marin à Grombalia et 500 mètres de Plioquaternaire continental à Kairouan-Kasserine.

La rive septentrionale du Chott Djérid montre, au-dessus du Pontien plissé, des couches à *Cardium edule* affectées de pendages Sud de 15° et plus. La cuvette du Chott apparaît ainsi comme une zone affaissée. Le sondage de Rherdgaïa est venu confirmer cette hypothèse.

Ces accidents traduisent l'influence de *mouvements pliocènes de subsidence qui se sont poursuivis au cours du Quaternaire* et dus à une phase d'ajustement isostatique.

## LA LIMITE DU PLIOCÈNE ET DU QUATENAIRE AU MAROC

Par G. CHOUBERT

Morocco

RÉSUMÉ

(See also Part IX for the full text of this paper)

La limite du Pliocène et du Quaternaire au Maroc est définie par un cycle d'érosion gigantesque mis en route par la dernière phase tectonique alpine (villafranchienne). Ce cycle qui évolue dans le Sud et l'Est du Maroc, selon les lois de l'érosion désertique, aboutit dans ces régions à la création d'une surface d'érosion qu'on peut appeler surface "fini-villafranchienne" ou pré-sicilienne. C'est sur cette surface que viennent se déposer les premières formations quaternaires, formations siciliennes.

La surface fini-villafranchienne sépare deux époques d'évolution de relief: le Pliocène qui avec le cycle d'érosion de la fin du Villafranchien crée le relief actuel, et le Quaternaire, au cours duquel ce relief est retouché, et figolé.

En outre, le Quaternaire forme un système climatique nettement individualisé. On peut le traduire par une courbe climatique générale dont la maximum correspond aux croûtes calcaires tyrrhéniennes, encadrées par les limons rouges du Milazzien et du Grimaldien. Les minima tempérés sans dépôts continentaux généralisés se plaçant au Sicilien et au Flandrien. Ce système est indépendant des systèmes précédents, pliocène, miocène et oligocène, dont les maxima sont les climats rubéfiants d'accumulation du Villafranchien, du Pontien et de l'Aquitanién.



## HYDROGÉOLOGIE—LE BASSIN FERMÉ DU CHOTT CHERGUI

Par M. GAUTIER

Algeria

RÉSUMÉ

(See also Part XIII)

Les " Hautes Plaines " algériennes sont formées essentiellement par une série de bassins fermés, dont les parties basses sont occupées par des *chotts*; un chott correspond donc à la zone des points bas d'un bassin hydrographique et hydrologique fermé; c'est une vaste étendue plate faite de terrains salés toujours humides, malgré la permanence d'un climat sec.

Le Chott Chergui se trouve au Sud du département d'Oran; il est situé à la cote 1.000, et sa superficie propre est voisine de 2.000 km<sup>2</sup>; il occupe le fond d'un bassin fermé dont la surface est d'environ 40.000 km<sup>2</sup>.

Dans le Chott Chergui, où les eaux de ruissellement ne forment que très exceptionnellement une nappe libre, un plan d'eau existe en permanence à quelques décimètres sous le sol; des sources thermales douces, disséminées sur tout le territoire " chotteux," révèlent l'existence d'un système artésien profond et généralisé.

Les études hydrogéologiques ont montré que l'ensemble des sources ne restituait que le 1/30 environ des eaux probablement infiltrées sur l'ensemble de la cuvette, le reste, soit 30 mètres cubes-seconde environ, devant être évaporé par la surface du chott.

Les recherches et travaux en cours ont pour but de soustraire cette eau à l'évaporation, et de mobiliser ainsi chaque année environ *un milliard de mètres cubes d'eau douce*.

## BARRAGE DE BENI-BAHDEL (ORAN): ÉTANCHEMENT DE LA FONDATION DE L'ÉVACUATEUR DE CRUES

Par M. GAUTIER

Algeria

RÉSUMÉ

(See also Part XIII)

Le barrage de Beni Bahdel, sur l'Oued Tafna, à 28 km. au S-O de Tlemcen, comprend en réalité trois ouvrages: le barrage principal, fondé sur les grès et marnes schisteuses du Lusitanien; une petite digue fondée sur des marnes et grès du Callovo-oxfordien; une grande digue, formant évacuateur de crues dans sa partie centrale, et fondée sur les marnes franches du *Bajocien*.

Contrairement à toute attente, c'est ce dernier ouvrage qui, du point de vue de l'étanchéité de la fondation, donna les craintes les plus sérieuses. Sans qu'il soit possible de s'étendre ici, on note que cette particularité tient au double jeu d'un système compliqué de failles et de variations rapides de facies. La recherche de la solution au problème ainsi posé donna lieu à une campagne de sondages suivie de mesures et d'essais pleins d'enseignements.

De plus, lorsque la zone des pertuis naturels provoquant les fuites fut bien connue, il fallut innover pour la traiter; le manque de ciment dû à la guerre fit utiliser, pour les injections, un mélange ternaire fait d'un peu de ciment, de marnes stéaritiques provenant de certains niveaux du Lusitanien et de sables de concassage des grès du même âge. La réussite fut telle que la méthode paraît devoir survivre.

## **DEUX TYPES DE GISEMENTS DE PLOMB AU MAROC FRANÇAIS**

**Par G. JOURAVSKY, F. PERMINGEAT, J. BOULADON, et J. AGARD**

### **ABSTRACT**

(See also Part VII for the full text of this paper)

In the Taouz region, a lead vein mineralization in Devonian to Dinantian rocks (limestones, marls, schists) carrying galena, chalcopyrite, pyrite, barite, quartz and siderite, accompanies dioritic intrusions of Hercynian age. The Contamine vein is known for a length of 5 km., and varies in width from 1 to 40 m. In addition to the minerals listed above, it carries brown and red haematite (resulting from the oxidation of siderite) with oxidized lead and copper minerals. A wulfenite-bearing fault is known.

The Touissit-Bou Becker mining district works replacement deposits in Liassic dolomites, not visibly associated with eruptive rocks. The mineralization occurs in E.S.E. trending belts reaching 50 m. wide, determined by flexures or fractures. The deposits were introduced prior to the final renewal of movement on the faults of the district, and their age is considered to be post-Cretaceous, pre-Miocene. The mineralization is of low-temperature type, with sphalerite, galena, pyrite, chalcopyrite and dolomite.

## **LES GISEMENTS DE PLOMB ET DE ZINC EN TUNISIE**

**Par P. SAINFELD**

### **Tunisia**

### **ABSTRACT**

(See also Part VII for the full text of this paper)

Tunisia is situated in the pre-tectonic sub-zone of the Alpine folding. The principal metalliferous deposits are localized in the northern part of the Tunisian trough, between the Kef region and Porto-Farina, as a result of the tectonic disturbance of this region, marked by important faults: some longitudinal, often accompanied by sheets of Triassic extrusives and dating without doubt from the paroxysmal period of the folding (end of the Eocene); the others transverse and probably post-Miocene.

The deposits, which are of epithermal type, found in various places, generally at the contact of the Trias, include the following types: metasomatic deposits in limestone, longitudinal fault-veins (with accompanying impregnations) and true veins in the transverse fractures (calamine and cerussite with galena in the oxidation zone, blende, pyrite, galena and sulphidic cerussite in depth).

The mineralization appears to have been contemporaneous with the last phase of the folding, and the Trias extrusives provided channels for its ascent.

Descriptions of the principal deposits are included.

# **Tripolitania, Libya, Egypt, Anglo-Egyptian Sudan**

## **STRATIGRAFIA DEL TRIAS DELLA TRIPOLITANIA SETTENTRIONALE**

**Per L. COGGI**

**Italy**

### **RIASSUNTO**

Tra gli anni 1936-41 ebbi ad eseguire il rilevamento geol. 50.000 degli affioramenti triassici dell'Alta Gefara a S di Tripoli (Libia), ricostruendo con dettaglio la serie stratigrafica e raccogliendo abbondante materiale litologico e paleontologico. Questi affioramenti, discontinui ed isolati in mezzo ai terreni quaternari in un'area relativamente ristretta, presentano una marcata uniformità di tipi litologici e paleontologici, con serie monotone costituite da pile di calcari compatti, siliciferi e arenacei, grigi e nerastri, ad alternanze di selci e veli marnosi. La potenza della serie affiorante oltrepassa il centinaio di metri. La facies, dissimile da quella del Trias algero-tunisino, è più affine, soprattutto per le non molte analogie paleontologiche, al Trias di S. Cassiano e Raibled a quello appenninico delle Pietre Nere (Gargano), di Giffoni (Salernitano) e del Monte Judica (Sicilia).

Gli affioramenti triassici della Gefara tripolina rappresentano il nucleo di un anticlinale, profondamente eroso ed in parte fagliato, con l'asse orientato in direzione NO-SE.



## THE STRATIGRAPHICAL POSITION OF THE NUBIAN SERIES

By K. S. SANDFORD

Great Britain

### ABSTRACT

Some years ago the writer pointed out that deposits of known Carboniferous age in north-east Africa are separable from overlying continental beds, and that the latter occupy a position analogous to some extent to those of the Karroo System. The term Nubian Series was suggested for the post-Carboniferous beds, of which the uppermost are regarded as Cretaceous. Beadnell's usage of "Nubian" to define post-Palaeozoic (Cretaceous) beds was thus followed in principle, but the writer would be unwilling to regard the whole of the Nubian Series as Cretaceous. He divided it into three: (1) basal conglomerates and other beds, of variable thickness and facies; (2) variegated beds (etc.); (3) buff and brown sandstones with fossil wood (etc.), Senonian in some localities. There are breccias at the junction of (2) and (3). Nubian beds indicating marine sedimentation in Egypt probably belong to (3).

Comparisons between the Nubian and Karroo regions, which are presumed to merge somewhere between the Tropics, and with adjoining territories, are as follows:—

1. Karroo coals are locally thick and important, but coeval Karroo deposits elsewhere are of arid origin. In North Africa Westphalian coals occur in and near the northern fringe of the Algerian Sahara, and traces of plants of rather general Carboniferous age elsewhere: otherwise the associated beds are barren. The floras of the north and south are dissimilar. There are no underlying glacial beds in North Africa.

2. Outside Barbary Permo-Triassic red beds are generally lacking in North Africa, but the position and facies of the post-Carboniferous variegated beds (2), with subjacent conglomerates and silicified sandstones, may be significant. Unfortunately they have not yet provided vertebrate remains such as occur in Beaufort and Stormberg beds of similar lithology.

3. The deposits of the Nubian Series thin and become incomplete, higher members overlapping and overstepping onto the Basement Complex toward the south: the Karroo, particularly the Stormberg, behaves in a similar manner toward the north.

4. There was vulcanicity contemporary with (probably) the buff and brown sandstones in Egypt, but not on a scale comparable with that of the end-Karroo basalts.

5. Sands and gravels of various ages lie on peneplaned and other surfaces of the Karroo: in the north important Tertiary to Recent continental deposits are widespread on the subjacent continental Nubian beds, and on marine Cretaceous, Eocene and later sediments.

6. Some years ago the writer followed the succession of the Nubian Series, as here defined, into the north-east corner of the Chad Basin and to the north-east of Tibesti: there is thus opportunity to relate it to the deposits of French Equatorial Africa, the Fezzan, and the Sahara. The *continental post-tassilien*—Devonian to Middle Carboniferous—and the *continental intercalaire*—Upper Carboniferous to Cenomanian—of those regions express admirably (a) *the old part of the Nubian Sandstone* and (b) *the Nubian Series* respectively.

It will be noted that the age-range of the Karroo is thus largely represented in North Africa as a whole, with unconformities between groups of continental beds. The term Nubian Sandstone, alone, has been so widely used to describe a facies, whether Palaeozoic, Mesozoic, or both, that its stratigraphical value is doubtful, but as defined and modified above it serves a purpose. The writer would therefore like to express his support for the usage in (b), above, adopted by Kilian some years ago and utilized in Sheet No. 3 of the International Geological Map of Africa.

# THE GEOLOGY OF IRON ORE DEPOSITS OF EGYPT

By M. I. ATTIA

Egypt

ABSTRACT

(See also Part XIII)

Iron and iron ores were occasionally used by the Ancient Egyptians, and are now again receiving attention. Iron-stained rocks abound in Egypt and iron ores are widely scattered.

The iron ore deposits of Egypt may be classified according to mode of occurrence into:

- (1) Magmatic segregations.
- (2) Cavity fillings.
- (3) Metasomatic replacements.
- (4) Ore beds.

1. To this category belong the iron ore deposits in Wadi Abu Chalaqa and Wadi Abu Garida in the Eastern Desert. In the former locality the ore is segregated from a coarse-grained gabbro, in the latter from a basic rock.

2. Iron ore deposits in the form of lodes occur in Wadi Meialik, Wadi Abu Garida, Wadi Abu Marwa and Wadi Dib in the Eastern Desert and in Gebel Abu Masaud in Sinai.

3. The manganiferous iron ores of south-western Sinai have been formed by metasomatic replacement of a Carboniferous dolomitic limestone.

4. Ore beds occur as:

(a) Pisolitic iron ore in Bahariya Oasis.

(b) Oolitic iron ore in the famous locality east of Aswan.

(c) Minor deposits of haematite and limonite in the Eastern Desert.

(d) Detrital iron ore; the black (iron) sands on the Mediterranean Coast.

(e) Bands interbedded with crystalline schists in Wadi Um Hagalig, Wadi Siwiqat Um Lasaf, and Wadi Um Heyut in the Eastern Desert.

(f) Banks of ochre deposited from waters of artesian wells in Kharga and Dakhla Oases.

## LE CONDIZIONI GEOLOGIO-PETROLIFERE DELLA LIBIA

Per A. DESIO

Italy

RIASSUNTO

(See also Part VI)

Se si esamina la stratigrafia della Libia dal punto di vista petrolifero, si rileva la presenza di orizzonti forniti di caratteri favorevoli come generatori di idrocarburi. Si tratta per lo più di *sedimenti di natura argillosa che passano lateralmente a* depositi di mare poco profondo e lagunari, spesso ricchi di fossili fra cui anche pesci, con gesso e non di rado salgemma. Tali orizzonti, ricoperti per lo più da serie trasgressive, si trovano specialmente nelle serie della Creta superiore e dall'Oligocene al Miocene superiore. Ma questa che ho indicato è soltanto una delle condizioni necessarie e sufficienti alla formazione di giacimenti di idrocarburi. In realtà non mancano nella serie soprastante sia "rocce-mazzino," sia strati impermeabili (argillosi) di copertura.

Per quanto riguarda le condizioni tettoniche, la Libia e soprattutto la sua parte settentrionale, gode di condizioni particolarmente favorevoli in quanto il piegamento orogenico alpino è stato blando per cui ha provocato strutture tettoniche semplici sia in Tripolitania, sia in Cirenaica.

La formazione di giacimenti d'idrocarburi è però ovviamente subordinata alla coesistenza delle tre condizioni geologiche sopra indicate.

Le esplorazioni petrolifere effettuate finora hanno permesso di individuare un orizzonte miocenico lievemente impregnato nel sottosuolo della Gefara Tripolina in condizioni tettoniche, però, sfavorevoli.

# LE CONDIZIONI DELLA LIBIA FRA IL PLIOCENE ED IL QUATERNARIO

Per A DESIO

Italy

RIASSUNTO

(See also Part IX for the full text of this paper)

Non si conoscono in Libia terreni marini riferibili con sicurezza al Pliocene. Le arenarie calcaree ad *Ostrea* cf. *cucullata* del Gebel el-Esc ed i calcari a *Clypeaster aegyptiacus* var. *syrticus* dell'Uadi el-Melah (Cirenaica) sono gli, unici, ma incerti, rappresentanti di tale periodo. D'altra parte i sedimenti quaternari marini attribuibili—pare—al Tirreniano, sono limitati ad una stretta fascia costiera. La massima parte del territorio libico anche settentrionale si è mantenuta dunque in regime continentale durante tutto il Pliocene ed il Quaternario.

Fra i depositi continentali sono ben pochi quelli che possono essere riferiti con sicurezza a tali età.

I riferimenti cronologici meno incerti vanno ricercati soprattutto nella Sirtica orientale, ove la sedimentazione marina prepliocenica è durata più a lungo. Qui troviamo, sopra la serie miocenica marina, vasti depositi di ghiaiosi alluvionali dei serir.

E' probabile che la deposizione di quelle alluvioni, diffuse anche nel Sahara Libico, si sia iniziata nel Miocene superiore, sia continuata nel Pliocene e forse anche dopo. La fauna continentale di Sahabi, contenuta nelle ghiaie, ne darebbe conferma.

Un grande corso d'acqua sfociava in Sirtica e contemporaneamente in altre parti della Libia esistevano specchi lacustri di cui rimangono tracce nella Libia settentrionale e nel Sahara Libico.



## West Africa

### PRÉSENTATION D'UN CROQUIS GÉOLOGIQUE DE L'ADRAR DE MAURITANIE AU 1:500.000

Par Th. MONOD  
French West Africa

#### RÉSUMÉ

La région envisagée se trouve dans le Sahara occidental et appartient à l'extrémité Sud-Ouest de la cuvette synclinale de Taoudeni.

Les sédiments représentés s'étendent du Cambrien au Dévonien supérieur; aucune faune plus récente n'est connue.

La série, où, malgré quelques passées de petits conglomérats, on n'observe aucune discordance importante, comprend les termes suivants:

*Cambro-silurien.*

(a) *complexe de base schisto-gréseux* (avec calcaires dolomitiques à Stromatolithes, jaspes, etc.) (Cambrien probable)

(b) *grès inférieurs* (Ordovicien probable + Gothlandien *pro parte*).

(1) Grès de Chinguetti.

(2) Grès d'Oujeft.

(3) Grès de Zli (à Tigillites).

(4) Grès du Tamga.

(5) Grès d'Aioun Lebgar (Gothlandien).

(c) *Schistes intra-tassiliens* (Gothlandien).

(d) *Grès supérieurs et calcaires* (Dévonien).

Le Coblencien, l'Eifélien et le Dévonien supérieur sont attestés.

Bien que la structure soit dans l'ensemble monoclinale avec série de cuestas superposées, il existe, localement, des zones plissées ou faillées.

# PRÉSENTATION D'UN MÉMOIRE SUR LE "PRÉCAMBRIEN DE L'AFRIQUE OCCIDENTALE FRANÇAISE" \*

Par M. ROQUES

France

## RÉSUMÉ

L'auteur étudie les corrélations qui peuvent s'établir entre les différentes séries locales de l'A.O.F. Il les groupe en 4 systèmes, séparés par des discordances, sur lesquels le Cambrien horizontal repose lui-même en discordance. Ces systèmes sont de bas en haut les suivants:

Le *Dahomeyen*, défini au Dahomey, comprend une série très métamorphique de gneiss, para et ortho, et à la base, des migmatites. Ce Dahomeyen se retrouve au Togo, Gold Coast (Archéen pars) au Soudan, en Guinée et au Sénégal.

Le système *Birimien*, débute par un étage *akwapimien* suivi par un étage *birimien*. L'auteur montre que l'Akwapimien, défini au Togo par Koert, qui est généralement considéré comme postérieur au Birimien, est en fait recouvert en concordance par des séries à faciès birimien au Dahomey au Soudan et au Sénégal. Il repose en discordance sur le Dahomeyen, au Dahomey, Soudan, Guinée, Sénégal, et il est traversé au Dahomey par des granites analogues aux granites birimiens (Archéen pars) ainsi que vient de le montrer R. Pougnet.† L'Akwapimien est essentiellement représenté par des quartzites clairs au Togo, Dahomey. Il se retrouve au Soudan (Ansongo), au Sénégal (Bakel) et en Guinée (Simandou). Le Birimien, défini en Gold Coast, le recouvre en concordance, et débute par le Birimien inférieur, série phylliteuse représentée au Dahomey, au Soudan, en Côte d'Ivoire et au Sénégal. Le Birimien supérieur, avec des faciès volcaniques basiques, est représenté en Gold Coast où il a été défini, et se retrouve au Niger, au Soudan, en Côte d'Ivoire, en Guinée et au Sénégal.

L'Akwapimien et le Birimien sont dans l'ensemble moins métamorphiques que le Dahomeyen. Ils sont plissés, et traversés par un très important *Pluton birimien* dont l'auteur définit les caractères.

Le Tarkwaïen est une série détritique continentale, définie en Gold Coast, qui se retrouve en Côte d'Ivoire. Il repose en discordance sur le Pluton birimien, il est plissé et encore métamorphique, mais n'est traversé que par un pluton restreint, essentiellement basique.

Le *Falémien* est défini par la série de la Falémé au Sénégal, plissée mais non métamorphique, qui se retrouve au Soudan (Hombori-Douentza) et au Dahomey, Togo, Gold Coast (Buem). Il n'est jamais en contact avec le Tarkwaïen, mais tout porte à penser qu'il est plus récent.

L'auteur termine en établissant les corrélations avec le Précambrien saharien. De haut en bas on a les parallélismes suivants:

|           |   |           |
|-----------|---|-----------|
| Falémien  | = | Inconnu   |
| Tarkwaïen | = | Nigritien |
| Birimien  | = | Pharusien |
| Dahomeyen | = | Suggarien |

On remarque en A.O.F. une diminution progressive de l'activité de l'orogénèse et du métamorphisme, quand on passe des cycles les plus anciens aux cycles plus récents.

## LA PROSPECTION ÉLECTRIQUE APPLIQUÉE AUX RECHERCHES HYDROLOGIQUES DANS LA PRESQU'ÎLE DE DAKAR (A.O.F.)

Par J. J. BREUSSE

France

## RÉSUMÉ

(See also Part V for the full text of this paper)

L'auteur, après avoir rappelé très brièvement les principes de la prospection électrique du sous-sol au moyen de la technique du sondage électrique, expose les résultats obtenus lors d'une vaste recherche hydrologique dans la presqu'île de Dakar. Il montre que l'étude électrique a permis de déterminer, au milieu des sédiments salés, les zones les plus favorables renfermant des sables à eaux douces et l'épaisseur de ces derniers, ainsi que les régions côtières où la nappe d'eau douce pénètre dans la mer avec des intensités variables.

\* A paraître in extenso au Bulletin de la Société Géologique de France.

† R. Pougnet: C.R. Acad. Sci., t. 216, 1948, p. 2161.

## THE LEAD AND ZINC VEINS IN THE LOWER CRETACEOUS OF NIGERIA

By R. A. MACKAY

Great Britain

### ABSTRACT

(See also Part VII for the full text of this paper)

In Nigeria, there is a belt of Lower Cretaceous rocks running from about 30 miles south of Enugu to north of Numan on the Benue, a total distance of about 350 miles. Much of the country is relatively undeveloped and has not been much explored by geologists or engineers.

Mines were developed at two localities approximately 250 miles apart, which ceased operations during the depression between the wars. Occurrences of galena are known at about ten other points in the belt. The zinc blende outcrops more rarely.

The ore bodies occur in sandstone, shale and possibly limestone. Their gangue mineralogy includes quartz, siderite, marcasite and calcite, with small amounts of chalcopryrite and rare tetrahedrite. All bodies investigated have been found to be on cross fractures of anticlines.

The paper lists known localities, briefly describes the geology, and gives other sources of information.

## UNE FORMATION PHOSPHATÉE À BISSAU (GUINÉE PORTUGAISE)

Par A. SOUSA TORRES

Portugal

### RÉSUMÉ

(See also Part XIII)

Plusieurs échantillons géologiques, recueillis en 1945 à Bissau et à ses environs par l'ingénieur portugais Mr. Henrique O'Donnell, ont fait l'objet d'une note préliminaire: (A. Torres, H. O'Donnell, P. Soares) " Quelques témoins géologiques sur la Guinée portugaise," *Bol. Soc. Port. Ci. Nat.*, Lisboa.

Depuis, j'ai fait l'étude micrographique des échantillons calcaires biogéniques de la même provenance, tout d'abord dans le but d'identifier les foraminifères, que j'attribue pour la plupart à l'Eocène.

D'ailleurs, j'ai remarqué que toutes les lames minces de ces calcaires avaient des granulations, plus ou moins nombreuses, de phosphate de chaux, selon les niveaux de la série lithologique. Des analyses chimiques faites par B. Edmée Marques, prof. à la Fac. des Sc. et par Regina Grade, ont montré que les teneurs en phosphate sont suffisantes pour éveiller l'intérêt des nouvelles recherches sur ces calcaires.



## Cape Verde Islands

### NOTE ON SOME SUPPOSED SENONIAN FOSSILS FROM SÃO NICOLAU ISLAND (CAPE VERDE ISLANDS)

By J. B. BEBIANO and J. M. P. SOARES

Portugal

#### ABSTRACT

Two beds of fossiliferous marly limestone were discovered by J. B. Bebiano just west of Monte Focinho, on the road between Preguiça and Calejão on São Nicolau Island which lies in the Cape Verde Archipelago. These beds are separated from each other by basalt and both are fossiliferous. The mollusca collected from the higher limestone indicate an Eocene (Lutetian?) age; in the lower limestone there are six species implying Eocene age but two other forms suggest that the age may be Senonian. These latter fossils comprise one shell named *Cardita* aff. *libyca* Zittel and eleven identified as *Turritella bonei* Baily. This last species has been recognized in South-East Asia, South and West Africa, Angola, Europe and North America and is usually indicative of Senonian age.

If our judgment is correct, the deposit of Monte Focinho may be related to the Senonian transgression which invaded the African Continent from the Niger northward, through the Sahara, which, with the Mediterranean sea, also transgressive, divided Africa into three large islands.

**D**URING 1930 one of the authors of the present note (Bacelar Bebiano) made a geological reconnaissance in the Island of São Nicolau, and among other important contributions to the scientific survey of the Archipelago of Cape Verde, he located, at an altitude of about 250 metres and on the eastern side of a hill to the west of Monte Focinho (750 m. to north-west of Base S. 184), two beds of marly limestone, more or less compact, containing moulds or shells of molluscs. Those beds, respectively 3 and 6 metres thick, occur near the basalt and are separated from one another by an intercalation of the same rock, 4 metres thick. They dip westwards at  $49^\circ$  (see Fig. 1).

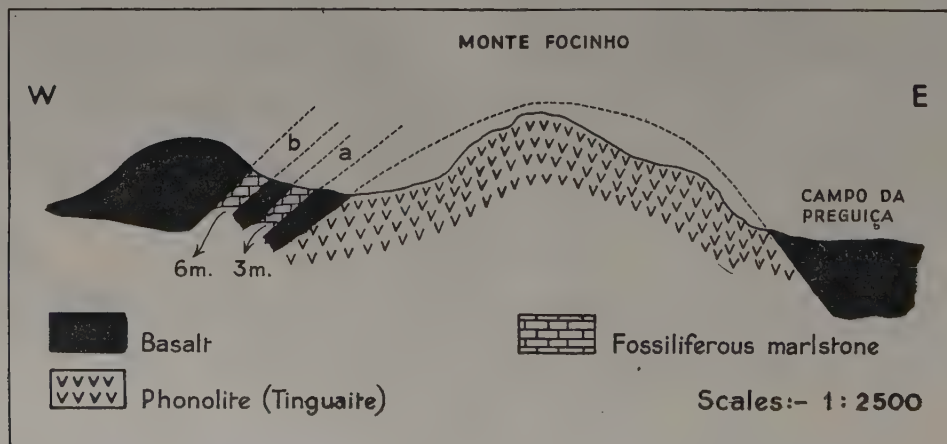


FIG. 1.—Section East to West through Monte Focinho (Bebiano, 1932).

From the manner of occurrence of the basalt and the limestone in relation to the extrusion of Monte Focinho, consisting of phonolite-tinguaite, it may be inferred that the tilting of the sedimentary beds was due to the pressure exerted by the phonolitic mass, in which Bacelar Bebiano discovered basalt xenoliths, i.e., subsequent to the basaltic extrusion.

When the fossils collected from these two marly limestones were studied, it was established that the higher bed (b., Fig. 1) should be regarded as Eocene (Lutetian?), while the other (a., Fig. 1) is possibly Upper Cretaceous (Senonian). In fact (Souza Torres and Pires Soares, 1946), among specimens of *Pectunculus fichteli* Deshayes, *Cardita catalaunensis* De Laubrière (Cossmann), *Fissurella fenauxi* Cossmann, *Conus dujardini* Lamarck, *Pecten* sp., *Ranella marginata* Gmelin, *Cardita trapezia* (Linnaeus)

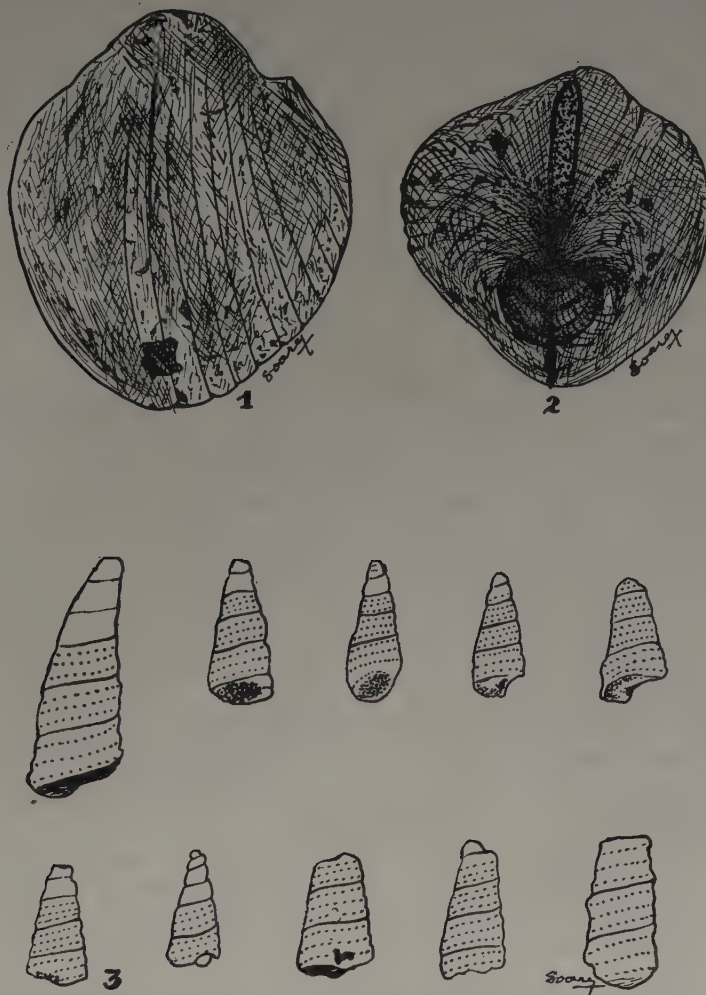


FIG. 2.—Diagrams 1 and 2: Two views of *Cardita* (*Venericardia*) *aff. libyca* Zittel (natural size). Diagram 1 shows the remains of the valve sculpture; and Diagram 2 shows the incurved umbones, the ligament hinge area and the lunule position.

Diagram 3.—Some specimens of *Turrítella* (*Zaria*) *bonei* Baily (natural size).

The points indicate the position of the spiral ribs in the whorls.

These drawings are prepared from photographs of the specimens, in the manner described by Pires Soares in *Exécution de dessins à la plume d'après des photographies*. (Archives portugaises des Sciences biologiques, 6, fasc. 2, pp. 216–223, pl. XXXIII to XXXVII, figs. 1 to 7a, 1942).

Bruguère, etc., all of them regarded as Eocene, we were greatly surprised to find a representative of the genus *Cardita*, and of some ten shells belonging to the genus *Turritella*, which seemed to us older than the Eocene. We were confirmed in this view by the difficulty experienced in establishing their specific identity. Their systematic specific diagnosis will form the subject of a future note.

From the observed character of the *Cardita* mould (namely, dimensions, cordiform shape, about 20 radial, concentrically striated ribs, curvature of the umbones, shape and place of the ligament and the lunule, Fig. 2, diags. 1 and 2) the specimen seems to us to resemble the figures of *Cardita* (*Venericardia*) *libyca* Zittel published by Quaas (1902). Although at first sight it may not appear so, it diverges widely from *Cardita* (*Venericardia*) *planicosta* Lamarck (from the Eocene) and rather resembles *Cardita* (*Venericardia*) *beaumonti* d'Archiac var. *baluchistanensis* Nötling, from the Upper Cretaceous of Baluchistan, which must not in any way be taken as a local variation of the *C. beaumonti* d'Archiac of the Indian Nummulitic Group. It is also very similar to *Cardita loryoli* Coquand from the Senonian of Constantine and to *Cardita wilmoti* Rath, which according to White (1888) is found in the Upper Cretaceous of Brazil. We are therefore led to identify our specimen as *Cardita* (*Venericardia*) aff. *libyca* Zittel, unless its comparison with the type or the collection of further specimens should invalidate this view.

Of the 11 specimens referred to *Turritella*, all are imperfect; only the largest, which is distorted and twisted, shows much of the last whorl, although the aperture is missing; all are calcified which, to a great extent, obliterates specific characters; nevertheless some specimens show traces of granulations in the ribs of the first whorls, and a fine and very close striation due to the growth lines. All the specimens appear to have undergone a longitudinal compression which almost effaced their sutural lines; nevertheless they compare in size and morphology with the figures given by Rennie of *Turritella* (*Zaria*) *bonei* Baily, from the Senonian of Angola, and with the descriptions and figures of some forms of synonymous species from the Senonian of several regions of the world published by others. All our specimens exhibit as a constant character (Diag. 3) three prominent spiral ribs. This character is variable in Rennie's specimens, which exhibit three, four, or five spiral ribs side by side with a specimen with only two ribs. They also resemble *Turritella multistriata* Reuss (a species held as synonymous with *T. bonei* Baily) which, according to Woods, may also exhibit three, four, or five ribs in each whorl. The diversity of this character is perhaps due to the extreme variability recorded in species of *Turritella*. A similar variability occurs in the value of the apical angle, which may fluctuate between 15° and 33°, with a mean value of 20°–22°; this variation was established by Holzapfel in several specimens of *T. bonei* Baily from Europe, Asia, and Africa. In our opinion the variability of these characters must be ascribed to changing conditions of environment and fossilization. It is known, in fact, that *T. bonei* Baily has affinities with *T. difficilis* d'Orbigny from the "Craie Chloritée" of France, with *T. quadricincta* Goldfuss from the "Craie de Galicie" (Favre), and with *T. monolifera* of Pondicherry (Baily). Woods and Rennie consider that the species from Pondoland, Zululand, and Angola is indistinguishable from the specimens of *T. multistriata* Reuss (= *T. difficilis* Zekeli, non d'Orbigny) from the Trichinopoli and Ariyalur Groups of India, figured by Stoliczka; according to Griesbach that species is synonymous with *T. sowerbii* Forbes (= *T. multistriata* Reuss, Stoliczka), from Untamfuna River, Pondicherry and Trichinopoli; neither does it differ much, if at all, from *T. encrinoides* Morton, or from *T. trilira* Conrad, from the Upper Cretaceous of North America, as studied by Whitfield, Johnson, Veatch, Stephenson, and Wade. For all these reasons, and until we learn to the contrary, we view our specimens as representatives of *Turritella* (*Zaria*) *bonei* Baily, which species du Toit also holds as characteristic of the South African Senonian.

We are led to the following conclusions:

From the two molluscan species discussed above, we cannot be certain of the precise age of the bed in which they occur. Nevertheless they appear to offer the first suggestion of the presence of Senonian deposits in the Archipelago of Cape Verde (São Nicolau Island); and this suggestion is strengthened by the fact that *Turritella* (*Zaria*) *bonei* Baily has a world-wide distribution in the Upper Cretaceous.



We hope that further collecting may confirm this view, particularly since Bourcart has recently ascribed to the Senonian Stage some rocks from the islands of Sal and Santiago, comparing them with eruptive or metamorphic outcrops from French West Africa.

REFERENCES

- BAILY, W. H. 1855. Description of some Cretaceous Fossils from South Africa: collected by Cap. Garden. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 11, p. 458.
- BEBIANO, J. B. 1932. A Geologia do Arquipélago de Cabo Verde. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 18.
- BOURCART, J. 1946. Géologie des Iles Atlantiques. *Mém. Soc. Biogéogr.*, 8, pp. 32-37.
- FAVRE, E. 1869. *Description des mollusques fossiles de la craie des environs de Lemberg en Galicie*, pp. 41-43, pl. VIII, F. 4, 5 a-b. Genève et Bâle.
- GRIESBACH, C. L. 1871. On the Geology of Natal in South Africa. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 27, p. 64.
- HOLZAPFEL, E. 1888. Die Mollusken der Aachener Kreide. I. Cephalopoda und Glossophora. *Palaeontographica-Beitr. Naturgesch. Vorzeit*, 34, pp. 157, 158, 159.
- JOHNSON, Ch. W. 1905. Annotated list of types of Invertebrate Cretaceous Fossils in the Collection of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia. *Proc. Acad. Nat. Sci. Philadelphia*, 57, p. 21.
- QUAAS, A. 1902. Beiträge zur Kenntniss der Fauna der obersten Kreidebildungen in der libyschen Wüste (Überwiegend Schichten und Blättertone). *Palaeontographica-Beitr. Naturgesch. Vorzeit*, 30, pt. 2, pp. 203-207, 246-247.
- RENNIE, J. V. L. 1929. Cretaceous Fossils from Angola (Lamellibranchia and Gasteropoda). *Ann. Mus. S. Africa*, 28, p. 9.
- 1945. Lamelibrânquios e Gastrópodos do Cretácico Superior de Angola. *Mem.-Ser. Geol.-I. Ed. Junta Missões Geogr. Invest. Coloniais*, pp. 51-52 (engl. orig.), pp. 117-118 (port. transl.).
- STEPHENSON, L. W. 1914. Cretaceous deposits of the Eastern Gulf region and species of Exogira from the Eastern Gulf region and the Carolinas. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper*, 81.
- DU TOIT, A. L. 1926. *Geology of South Africa*. London, pp. 322, 324, 326.
- TORRES, A. Sousa, and SOARES, J. M. Pires. 1946. Formações sedimentares do Arquipélago de Cabo Verde. I. Atualização de conhecimentos. *Mem.-Ser. Geol.-III. Ed. Junta Missões Geogr. Invest. Coloniais*, pp. 204, 209, 210.
- VEATCH, A. C. 1906. Geology and Underground water resources of Northern Louisiana and Southern Arkansas. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 46.
- WADE, B. 1926. The Fauna of the Ripley Formation on Coon Creek, Tennessee. *U.S. Geol. Surv., Prof. Paper* 137, pp. 160-161.
- WHITE, C. A. 1888. Contributions to the Palaeontology of Brazil. Cretaceous Invertebrate Fossils. *Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro*, 7, p. 72, pl. VIII, figs. 18-21.
- WHITFIELD, R. P. 1891. Gasteropoda and Cephalopoda of the Raritan clays and Greensand marls of New Jersey. *U.S. Geol. Surv., Monogr.* 18, p. 143.
- WOODS, H. 1906. The Cretaceous Fauna of Pondoland. *Ann. Mus. S. Africa*, 4, p. 317.
- ZITTEL, K. VON 1883. Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der libyschen Wüste und der angrenzenden Gebiete von Aegypten. I. *Palaeontographica-Beitr. Naturgesch. Vorzeit*, 30, pt. 1, p. 67-68 (Profil), 70 (Profil), 72 und anderen Orten.

## East Africa

### A BRIEF CONTRIBUTION TO THE STUDY OF THE MAGNETITE ORE DEPOSITS OF RUD (MILANGE), PORTUGUESE EAST AFRICA

By A. V. T. PINTO COELHO

Portugal

#### ABSTRACT

(To be printed in full in *Anais da Junta das Missões Geográficas e de Investigações Coloniais*, 3, 2 (Estudos de Geologia e Paleontologia), Lisbon, 1948.)

Along the frontier area of Milange, Quelimane district, between the Ruvo river and the Mango porphyries ridge, there lies a dense swarm of very thick dolerite dykes, some of which can be followed for miles. They are intrusive in the fundamental granite-gneissic complex, and in their immediate vicinity there often appear magnetite ore deposits which are sufficiently pure to make an excellent iron ore.

The proximity of the magnetite deposits to the dolerites suggested that the dolerites might be regarded as the mother rock of the ore. But chemical analyses made by the Geological and Industrial Department of Portuguese East Africa indicated an almost complete absence of  $\text{TiO}_2$ , which does not agree with the general rule concerning the composition of magnetites segregated by basic rocks. The anomaly might have a marked economic significance. We decided, partly for this reason, to make a brief chemical study, in order to find out whether or not the two rocks were genetically related.

Full analyses of two dolerite samples showed the presence of substantial percentages of  $\text{TiO}_2$ . Other samples, analysed for the oxide alone, gave similar results. We proceeded to determine which of the dolerite minerals were responsible for the presence of  $\text{TiO}_2$  by pulverizing the samples and separating their grains magnetically. It was found that 8 to 9 per cent of the oxide was present.

We seem therefore justified in stating that there is, in fact, no genetic connection between the dyke rocks and the magnetite ore deposits found south-east of Milange, in the border area.

From the observations and analyses which have been mentioned, we conclude that it is reasonable to connect the iron ore of southeastern Milange with the acid rocks of the fundamental complex. In support of this we recall the presence in the complex of granites and gneissic granites with  $\text{TiO}_2$ -free magnetite like that of the ore deposits; and also the fact that the ores are enclosed by granites and gneissic-granites.

The mining prospection carried out in Milange was not encouraging with regard to the volume of the ore deposits. This is consonant with the conclusion above, since acid magmas do not usually segregate magnetite deposits so important as those originated by neutral or basic types.

## GENERAL FEATURES OF THE "BROWN GRANITES" OF PORTUGUESE EAST AFRICA

By A. V. T. PINTO COELHO and J. A. N. BRAK-LAMY

Portugal

### ABSTRACT

(To be printed in full in *Anais da Junta das Missões Geográficas e de Investigações Coloniais*, 3, 2 (Estudos de Geologia e Paleontologia), Lisbon, 1948.)

By examining numerous microscopic slides we concluded that what came to be called "brown granites" really represent a whole series of rock families, comprising true granites, quartz-monzonites, quartz-diorites and granodiorites.

Even in the more acid types the content of silica is relatively low, not surpassing 66 or 67 per cent, while it falls to 56 per cent in the granodiorites.

The general scarcity of  $\text{SiO}_2$  confers upon these Portuguese-East-African rocks an abnormality whose petrological significance deserves, in our view, to be emphasized.

We believe that such desilication can be correlated with certain special features frequently observed in the rocks concerned. Because they are most representative, we lay stress on the following:—several forms of mineral intergrowth (microperthite, antiperthite, myrmekite, etc.); subversion of the normal crystallization order of the constituent minerals; inclusions, in feldspar crystals, of minute particles resembling dust powder; presence of hypersthene, calcite (among unaltered crystals), epidote, garnet, etc.; granoblastic, glomeroporphyritic, cataclastic, and gneissoid textures. These features cannot be considered as normal in eruptive rocks.

We have, therefore, a number of anomalies which taken together disclose the effect of special circumstances during the intrusion and consolidation of the magma from which the "brown granites" were derived.

On the other hand, we see obvious signs of magmatic assimilation, resulting in contamination, and incorporation of foreign materials; on the other, we observe the effects of more or less profound metamorphic action, operating on several of the consolidation phases to obliterate some of the primitive mineralogical and textural characteristics of the rocks.

We are not far from the special characters of the series which is known in India as the "Charnockite series." But this series of ours, while clearly akin to the Indian one, is less comprehensive, for it does not include the diorites and other more basic types (gabbros, hyperites, norites) that occur abundantly in the Tete district.

Its field designation, although founded on a mere macroscopic feature, the peculiar superficial shade of the rocks, deserves to be adopted, because it defines the more acid terms of a pyroxenic series widely represented in Portuguese East Africa.

Its chemistry led us to admit an affiliation with one of Niggli's fundamental granitic magmas, subsequently desilicated. And this, from a petrological point of view, is sufficient to recommend the name—not yet in common use—of "brown granites."



## LA GEOLOGIA DELL'AFRICA ORIENTALE DI G. DAINELLI\*

Per A. DESIO

Italy

### RIASSUNTO

I quattro volumi che ho l'onore di presentare a questo Convegno Geologico Internazionale rappresentano l'opera geologica più vasta e completa che sino ad oggi sia stata stampata sull'Africa Orientale e più precisamente sull'Eritrea, sulla Somalia e sull'Etiopia. Tutte le cognizioni geologiche in senso lato che riguardano il territorio sono passate in rassegna, discusse e poi inquadrare nel complesso schema della geologia di quel vasto lembo dell'Africa.

Il I volume (464 pp.) comprende *Il progresso delle conoscenze geologiche*, del vasto territorio considerato ed è accompagnato da una abbondante bibliografia. Un paragrafo finale illustra le fonti della carta geologica allegata all'opera ed un'appendice si occupa dei giacimenti minerari.

Il II volume (704 pp., 54 figg.) è dedicato a *L'imbasamento cristallino e la serie sedimentaria mesozoica* e contiene la descrizione di tutta la serie di terreni metamorfici, eruttivi e sedimentari, dai livelli più antichi (Archeozoico) sino al Cretacico, con varie ricostruzioni paleogeografiche.

Il III volume (748 pp., 57 figg.) illustra *La successione terziaria e i fenomeni del Quaternario*, ossia i terreni sedimentari dall'Eocene al Pliocene i trappi dell'Altipiano etiopico, le formazioni marine, continentali ed eruttive del Quaternario. Anche in questo volume sono ricostruite le vicende paleogeografiche. Chiude il volume un *Indice dei termini stratigrafici locali* ed un *Indice degli autori*.

L'opera è seguita da un volumetto (il IV) di 10 tavole per lo più a colori. Qui troviamo la carta geologica di tutto il territorio (compresa la Somalia Francese e Inglese) alla scala di 1:2 milioni, cartine varie strutturali, cartine relative alla distribuzione del vulcanismo, ai giacimenti minerari ecc.

---

\* Dainelli G., *Geologia dell'Africa Orientale*. Reale Accademia d'Italia, Roma 1943.

# RISULTATI DI UNA SPEDIZIONE GEOLOGICA NELLA DANCALIA MERIDIONALE E SUGLI ALTIPIANI DI HARRAR E DI GIGGIGA (1936/37 e 1937/38)

Per M. GORTANI

Italy

## RIASSUNTO

La Dancalia meridionale corrisponde a una parte sprofondata del grande tavolato Abissino, rotta in innumerevoli frammenti, reciprocamente spostati; dalle fratture sono fuoriuscite le lave basiche e acide di due cicli eruttivi (neogenico e recente), sovrapposte alla serie trappica del ciclo paleogenico. Numerosi vulcani recenti sono da considerarsi attivi.

Fra bassopiano Dancalo e altipiani contermini, vi è una zona di transizione contrassegnata da numerose faglie a gradinata, che in parte hanno aperto la via ad emissione di lave.

Gli altipiani di Harrar e Giggiga sono costituiti: (a) da un basamento cristallino antico, con prevalenti metascisti; (b) da una serie sedimentaria giurassico-cretacea; (c) da residui della serie trappica, che si limitano all'altipiano di Harrar; (d) da vulcaniti del 2° ciclo, limitati all'orlo dell'altipiano di Harrar ed a conetti sparsi su quello di Giggiga. Calcarei ad Ostrea del Cretaceo medio si riscontrano nel gruppo del Gara Mullata sull'altipiano Harrarino.

Verso Est gli altipiani si abbassano, e il bassopiano Dancalo è limitato da una serie di pilastri tettonici, lungo la direttrice M. Gifa-Dauanlè.

## I. CRITERI E LIMITI DELL'ESPLORAZIONE

NEL 1936-37 e 1937-38 ebbi la fortuna di guidare una spedizione geologica nell'Africa Orientale. La spedizione era organizzata dall'Azienda Generale Italiana Petroli; il territorio da esplorare era quello compreso fra la pista Assab-Sardò-Dessì e la parte meridionale degli altipiani Harrarini. Benchè avesse lo scopo specifico di esaminare le eventuali possibilità petrolifere del territorio considerato, la spedizione fu attrezzata e ordinata in modo da apportare in ogni caso un utile contributo scientifico alla conoscenza geologica dell'Africa Orientale.

Il lavoro di campagna durò circa 7 mesi. Data l'insufficienza delle basi cartografiche a disposizione, una parte del tempo si dovette dedicare al rilevamento del terreno, condotto con metodi spicciativi ma con l'approssimazione sufficiente per una carta al 250.000 delle zone che meglio abbiamo potuto studiare; mentre per le altre ci si dovette limitare a correzioni ed aggiornamenti delle carte esistenti. Per tali scopi la spedizione effettuò anche determinazioni geodetiche accurate dei caposaldi principali, eseguite dal Prof. Silvio Ballarin della Università di Bologna.

Insieme con il Prof. Angelo Bianchi della Università di Padova, che mi fu compagno fraterno di lavoro tanto sul terreno quanto nella elaborazione dei risultati, abbiamo costruito 3 carte geologiche, che furono stampate per cura dell'Accademia d'Italia, e che mi onoro di presentare al Congresso. Tali carte sono:

- (1) Carta geologica, nella scala 1 : 250.000, degli altipiani Harrarini compresi fra il Cercer e la Somalia Britannica, e della regione degli Issa che si deprime a settentrione di essi;
- (2) Carta geologica, nella scala 1 : 250.000, dell'itinerario Meheso-Gauani-Tihò, che attraversa da Sud a Nord la Dancalia meridionale (Afar), in un settore finora sconosciuto per la massima parte;
- (3) Carta geologica d'insieme, nella scala 1 : 500.000, della vasta regione che va dal mare e dal confine con la Somalia Britannica fino a Dessì e Addis Abeba, ed è compresa fra i paralleli 8° 30' e 13° Lat. N.

Una illustrazione sintetica di tali carte venne pubblicata da noi nelle Memorie dell'Accademia delle Scienze di Bologna (ser. 9, tomo VIII, 1941). I principali risultati geologici del nostro lavoro

sono indicati nella presente Nota; mentre nelle Pubblicazioni dell'Accademia Nazionale dei Lincei viene ripresa la stampa della Monografia illustrativa, interrotta dalle vicende della guerra.

## II. IL BASAMENTO CRISTALLINO

Il basamento cristallino è caratterizzato da sviluppo particolarmente intenso di iniezioni granitiche, le quali hanno compenetrato tutta la massa in modo tale da rendere difficilmente rintracciabili le facies originarie e dar luogo a frequenti bellissime e tipiche forme di metascisti.

Nel basamento abbiamo potuto distinguere due serie:

(a) *serie cristallina inferiore*, costituita da gneis zonati prevalentemente sialici, qua e là con nuclei e lenti di anfiboliti,

(b) *serie cristallina superiore*, formata da gneis biotitici con rare concentrazioni di anfiboliti, dappertutto compenetrati da granito rosso (che costituisce anche masse apprezzabili), con frequenti facies pegmatitiche.

La serie inferiore affiora largamente nella parte nord-orientale del territorio (zona di Au-Barek) a Nord dell'altipiano di Giggiga; la serie superiore domina negli altipiani di Harrar e di Giggiga, dove appare a giorno su larghe estensioni in tutte le alte valli dei fiumi maggiori fin verso il parallelo 8° 30'.

Gli affioramenti del cristallino a Nord degli altipiani, da noi constatato lungo la fascia di confine con la Somalia Britannica fino al parallelo di Bio Caboba, sono indizio che esso imbasa anche la zona affossata della Dancalia meridionale.

## III. I SEDIMENTI GIURASSICI

Sulla superficie cristallina troncata a penepiano, si sovrappone direttamente la serie giurassica, costituita dai termini seguenti:

(a) *Lias*.—Arenarie inferiori ("arenarie di Adigrat"), la cui età è comprovata dalla presenza di un bone-bed ad esse intercalato presso Harrar, nel quale in mezzo a una grande quantità di squame ed ossa di *Lepidosteus* dal Prof. D'Erasmus fu riconosciuta la presenza di *Strophodus* (*Asteracanthus*) *ornatissimus* Ag.

(b) *Dogger*.—Calcari arenacei del Calloviano; calcari e marne dell'Oxfordiano con *Gryphaea costellata* Douv., *Mytilus jurensis* (Mer.), *Ceratomya excentrica* (Roem.), *Pholadomya lyrata* (Sow.), *Nerinea somaliensis* Weir, *Somalirhynchia africana* Weir.

(c) *Malm*.—Calcari selciferi con grandi Nerinee, Coralli e Idrozoi del Lusitaniano inferiore e medio: *Nerinea desvoidyi* Orb., *Calamophyllia flabellum* var. *compacta* Koby, *Goniastraea favulus* Th., *Cryptocoenia subbrevis* Arch., *Heliocoenia humberti* Et., *Milleporidium somaliense* Zuff., etc. Calcari marnosi ammonitiferi rappresentanti il Lusitaniano superiore (con *Planites anabreviceps* Dacq. e *P. triplex* Qnst.), il Kimmeridgiano inferiore (con *Pachyplanulites subevolatus* (Waag.), *Torquatisphinctes Beyrichi* (Futt.), *Idoceras rufanum* Dacq., *Aspidoceras liparum* (Opp.), *A. mombasense* Spath, *Simaspidoceras argobbae* Dacq., *Aptychus latus* Park., etc.), ed il Kimmeridgiano medio e superiore (con *Waagenia* cf. *Beckeri* Neum., *Subplanites* cf. *elegans* Spath, *S.* cf. *ruppellianus* Qnst., etc.).

La potenza notevole della serie giurassica (fino anche a 500 m.) e la natura prevalentemente calcarea dei suoi sedimenti, ne rendono amplissima l'area di diffusione e di affioramento sugli altipiani e sui gradini ad essi antistanti, come pure al Nord di essi lungo tutta la fascia di rilievi che separa la Dancalia meridionale dalla Somalia Britannica. Anche qui gli affioramenti stanno a indicare la presenza di tale formazione nel sottosuolo della depressione dancala.

## IV. I SEDIMENTI CRETACEI

I calcari giurassici sono ricoperti dalle "arenarie superiori," le quali ora fanno seguito con transizione e in perfetta concordanza ai calcari del Kimmeridgiano superiore, ora invece posano in discordanza sulla serie giurassica più o meno erosa. Sviluppo e potenza delle arenarie superiori sono molto variabili da luogo a luogo; ma a questo ha sopra tutto contribuito l'erosione subaerea.



Nel gruppo del Gara Mullata, dove la serie arenacea ha oltre 300 m. di spessore, verso la sua parte mediana compare intercalato un orizzonte calcareo-arenaceo e calcareo-marnoso con *Exogyre* e *Orbitoline*, tipicamente sviluppato nella zona di Graua. A tale facies ho dato il nome di "strati di Graua" (cfr. *Rend. R. Acc. d'Italia*, ser. 7, vol. III, 1942, p. 782): orizzonte mesocretaceo (Albiano), di deposito neritico e di tipo faunistico mediterraneo, lasciato da un seno di mare epicontinentale. Le forme prevalenti sono *Orbitolina conoidea* Gras ed *Exogyra Couloni* Defr.; fra le numerose altre che si trovano ad esse associate, ricordo *Orbitolina lenticularis* (Blum.), *O. concava* (Lmk.), *O. discoidea* Gras., *Tetragramma* cf. *variolare* Brngt., *Barbatia aptiensis* P. et C., *Pycnodonta vesiculosa* (Sow.), *Exogyra conica* (Sow.), *E. flabellata* Gldf., *Vola Morrisi* P. et Ren., *Cyprina bernensis* Leym., *Crassatella Baudeti* Coq., *Cyprimeria faba* (Sow.), *C. vibrayana* Orb., *Pervinquieria* sp.

#### V. SEDIMENTI PLIOCENICI E QUATERNARI

Fra i sedimenti che si possono attribuire al Pliocene ed al Quaternario, ve ne sono alcuni che meritano speciale menzione:

(a) *Arenarie tufacee di Tandaho*.—Sono arenarie rossastre, a stratificazione in parte orizzontale e in parte incrociata, con elementi per la maggior parte derivati da rocce eruttive, a cemento vario di tenacità da punto a punto. Alcune sono tenaci così da essere state cavate come materiale da costruzione: in tale occasione sono stati estratti due denti, che abbiamo inviato al Prof. Stehlin, e che risultarono appartenere ai generi *Hippopotamus* e *Potamochoerus*, ma non specificamente determinabili. Tali arenarie formano un cordone collinoso segato dall'Auasc poco a valle di Tandahò.

(b) *Depositi lacustro-idrotermali inferiori* (depositi di Sibabi).—Lembi terrazzati di depositi silicei bianchi e colorati che si trovano sulla destra dell'Auasc fra 15 e 28 km. a N.N.W. di Gauani, e la cui età antica risulta dalla loro evidente sottoposizione a masse cospicue di vulcaniti stratoidi riferite al Neogene superiore.

(c) *Depositi lacustro-idrotermali superiori*.—Sono depositi in parte argillosi, in parte silicei, in parte anche di solfatara, ampiamente sviluppati lateralmente alla grande doccia dell'Auasc nella zona di Gauani e per lungo tratto fra Sibabi e la stretta di Tandahò; giungono fino ad almeno 80 m. di potenza e 5 km. di larghezza. Presso Gauani contengono Molluschi quaternari d'acqua dolce, fra cui dominano *Melanoides tuberculatus* Phil., *Cleopatra bulimoides* (Oliv.), *C. cyclostomoides* (Küst.), *Unio abyssinicus* Mart., *Corbicula fluminalis pusilla* Phil.

(d) *Depositi lacustri antichi di Garbailec*.—Sono depositi argillosi di forte potenza (oltre un centinaio di metri), estesi nella parte orientale dell'altipiano di Giggiga. Presso Garbailec, a breve distanza dal confine con la Somalia Britannica, in un pozzo scavato a mano ho trovato nelle argille *Melanoides tuberculatus* Phil. e *Gyraulus aethiopicus* Bourg.

(e) *Depositi idrotermali recenti*.—Sono incrostazioni bianche silicee, formate nell'Olocene e nell'attualità attorno a sorgenti termali: fra le più notevoli sono da ricordare quelle alle falde dei M. Maghente nella zona di Tandahò, quelle di Tihò (ad un centinaio di km. a N.N.E. di Gauani) e quelle di Magu (lungo la doccia dell'Auasc a S. di Gauani).

#### VI. VULCANITI DELLA SERIE TRAPPICA (CICLO ERUTTIVO PALEOGENICO)

Le nostre osservazioni (massime nel gruppo del Gara Mullata) dimostrano che la serie trappica corrisponde ad un ciclo eruttivo essenzialmente paleogenico, il cui inizio non si può far risalire oltre gli ultimissimi tempi del Cretaceo. Ciclo in massima parte esplicitosi con le potenti masse basaltiche stratoidi della serie inferiore ("serie dell'Ascianghi"), indi continuato senza hiatus sensibile, e concluso con le lave basaltico-andesitico-trachi-liparitiche, e i tufi corrispondenti, della serie superiore ("serie di Magdala").

Risulta altresì che il ciclo ebbe compimento prima delle grandi dislocazioni, poichè queste hanno infranto anche la serie di Magdala, i cui termini acidi offrono buoni punti di riferimento per riconoscere le numerose faglie a gradinata dell'altipiano Abissino verso la depressione Dancala.

## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Particolare importanza ha poi la constatazione da noi fatta che le vulcaniti della serie trappica, e massime della potente parte inferiore, affiorano in larga misura nella Dancalia meridionale, dove costituiscono i gruppi dei monti Harr e Maghente, i vasti altipiani di Lehadù, Hisso, Iègheri, Gamarri, ed estesi pianori tra i fiumi Auasc e Herall.

### VII. VULCANITI DELLA SERIE DI ADEN (CICLO ERUTTIVO NEOGENICO)

Ad un secondo ciclo eruttivo, che riteniamo svolto almeno in gran parte durante il Neogene, appartengono:

(a) *Basalti stratoidi "recenti,"* in colate di spessore complessivo di gran lunga inferiore a quello dei basalti stratoidi "antichi" della serie precedente (varie decine anzichè varie o molte centinaia di metri), sovente bollosi e a grossa grana, estesi in vasti pianori nella zona Dancala (spesso come basamento dei maggiori vulcani, quali il Mussa-ali, l'Assabot, il Farsis, l'Afdem), ed anche come predella o cornice inferiore alle gradinate tettoniche che salgono ai grandi altipiani;

(b) *Sölvbergiti*, vulcaniche e subvulcaniche, acide, presenti sul margine N.W. dell'altipiano di Harrar, al piede di esso fra Dire Daua e Dabassa, nel gruppo del M. Macanissa a N.N.E. di Giggiga ed alla base del M. Farsis;

(c) *Vulcaniti acide domiformi*, liparitiche e trachiliparitiche, con le quali si conclude il secondo ciclo eruttivo, e che hanno dato origine ad una moltitudine di rilievi in tutta la Dancalia meridionale ed anche in qualche gradino marginale degli altipiani. Rilievi molto diversi fra loro per forma e dimensioni: dalle lunghe creste laviche uscite da spaccature (come i monti Iralale, Aramuda, Ellis, Gogoba), si passa ai gruppi di domi, con i conetti seriatati o disordinatamente disposti secondo il localizzarsi dell'emissione lavica in singoli punti di una frattura o di una rete di fratture (come i monti Mil-Millacat fra Bio Anot e Bio Caboba); e da questi ai domi o conetti isolati, con il progressivo localizzarsi dell'attività vulcanica. E dai piccoli conetti, dovuti ad una sola eruzione, si passa ai grandi vulcani come il Borauli, il Gabillemma-Asboru, l'Agelu, l'Afdem, l'Assabot: probabilmente più recenti, questi, o almeno continuati ad accrescersi anche durante il Quaternario.

Al ciclo neogenico ascriviamo anche la bella serie di "bur" basaltici che si elevano sull'altipiano di Giggiga.

### VIII. VULCANITI RECENTI (CICLO ERUTTIVO QUATERNARIO)

Ad un terzo ciclo eruttivo, non ancora spento del tutto, è da attribuirsi il grande numero di apparati vulcanici perfettamente conservati (conetti e recinti craterici), acidi e basici, che si osservano nel bassopiano Dancalo e nella Valle dell'Auasc.

Crateri freschissimi si aprono ai lati o sopra i tavolati basaltici neogenici della Dancalia, dalla zona costiera fino al margine degli altipiani; conetti e recinti basaltici o andesitici si elevano attorno o addosso ai grandi vulcani acidi formati nel ciclo precedente, come il Gabillemma, l'Asboru, l'Agelu, l'Assabot. Verosimilmente basaltici sono i grandi recinti craterici del Uolchili (fra Asboru e Gabillemma) e del gigantesco Abidà (a oriente dell'Agelu). Scutiforme l'invece il Curub non lungi da Sardò.

Buon numero di edifici vulcanici costituiti da lave persiliciche recenti si elevano nella valle dell'Auasc, sia come monti elevati (Ierer, Zuqualà, Fantallè), sia come piccoli recinti (notissimi quelli di Addas).

E' notevole il fatto che fra i vulcani recenti della Dancalia molti debbono aver dato eruzione in tempi storici, ed essere quindi considerati attivi.

### IX. STRUTTURA TETTONICA

Nella regione esaminata i motivi tettonici più notevoli si riscontrano in corrispondenza del bassopiano Dancalo e delle sue zone marginali, sia verso gli altipiani, sia verso la zona costiera Aualite.

(a) *Bassopiano Dancalo.*—Lungo gli itinerari che la spedizione ha potuto percorrere (per una parte anche in aereo) attraverso la Dancalia meridionale, il rilievo fondamentale di questa regione ci è risultato sempre costituito da un fitto mosaico di zolle o blocchi derivati da frammentazione di un

## GORTANI: GEOLOGIA, DANCALIA, HARRAR, GIGGIGA

primitivo tavolato unico, che doveva far corpo con i grandi altipiani Abissino e Somalo; blocchi che dalle dislocazioni furono portati a quote diverse, dando al rilievo la sua frammentarietà. Superfici del tavolato primitivo affiorano in corrispondenza dei rilievi tabulari formati da vulcaniti stratoidi antiche; nelle rimanenti aree esse rimangono nascoste dalle vulcaniti posteriori e dai sedimenti continentali.

Le fratture aprirono la via alle lave del 2° ciclo, originando su zolle relativamente più basse delle prime, e ad esse contigue, le ampie distese di lave stratoidi “ recenti.” Anche queste vennero infrante e dislocate, ad opera di sforzi successivi; da ciò la forma di pianori troncati da uno o più lati, comune alla massima parte dei loro affioramenti. Le fratture così riaperte o aggiunte alle precedenti, facilitarono l'extravasazione dei magmi del 3° ciclo, non ancora compiuto.

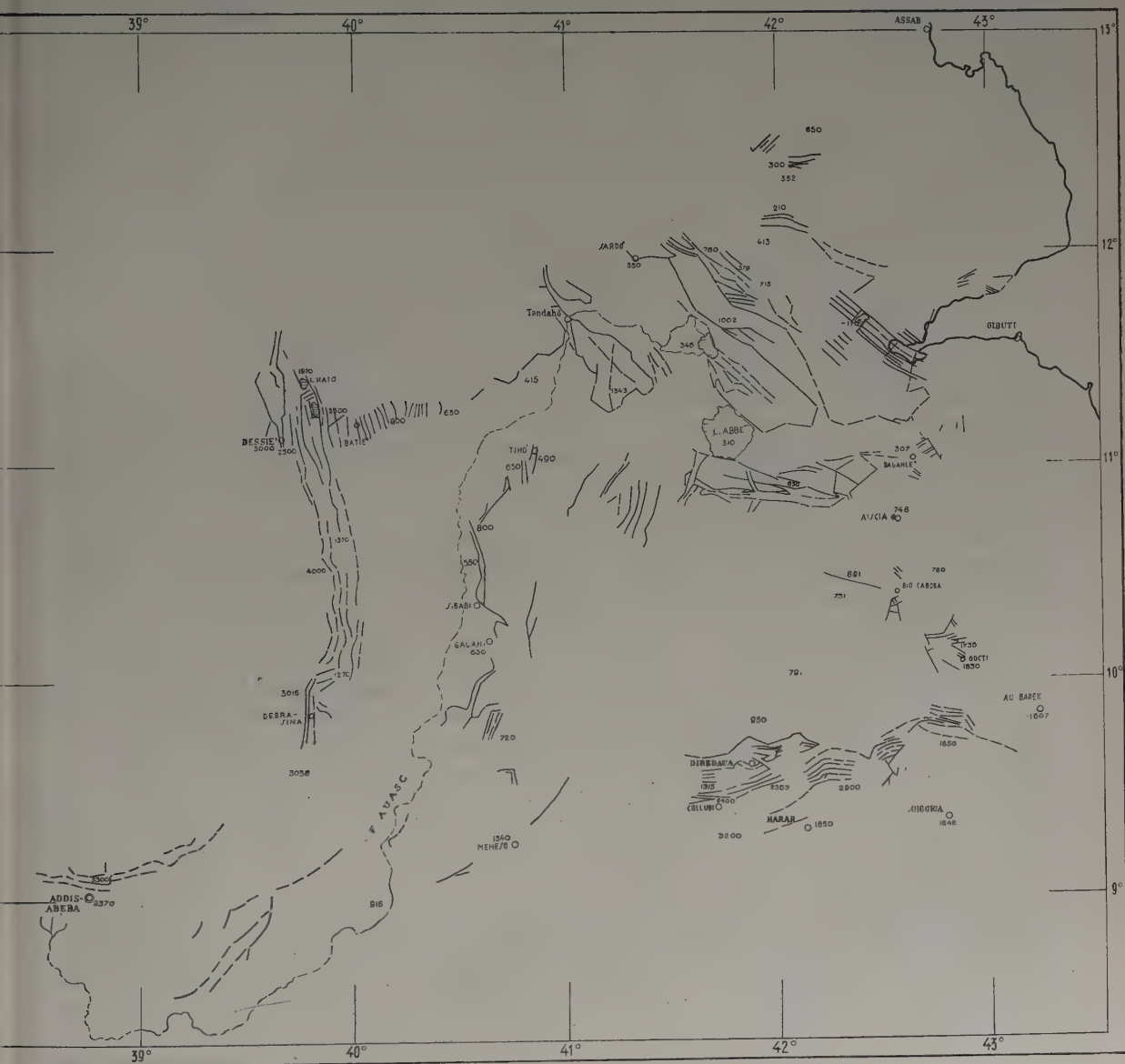


FIG. 1.—*Fratture della Dancalia meridionale.*



Data la posizione della zona affossata Dancala, è logico che le fratture delimitanti i vari blocchi abbiano direzioni molto svariate. Nella fascia prossima ai margini dei grandi altipiani, le fratture seguono l'andamento di questi, N.-S. ed E.-W. Nel resto hanno andamenti diversi, ma si può notare una prevalente direzione N.W.-S.E.

Nella Dancalia meridionale le quote dei blocchi più e meno affondati variano in generale fra 200 e 900 metri; ma i dislivelli risulterebbero notevolmente maggiori, ove si potesse valutare la misura del riempimento nelle depressioni che appariscono in forma di conche piatte più o meno estese.

(b) *Zone marginali degli altipiani*.—Tanto verso l'altipiano Abissino, quanto verso l'altipiano Somalo, si sale dalla Dancalia meridionale con numerosi gradini, dovuti a sistemi di faglie tangenziali. Sistemi abbastanza complessi ed irregolari, in cui non si osserva un salto principale e continuo che domini sugli altri, nè fratture che si possano seguire ininterrottamente per tratti lunghissimi. Il motivo generale si spezzetta in tanti fasci di faglie aventi ciascuna lunghezza diversa, diversa entità di spostamento, e rigetto non di rado "a forbice," progressivamente crescente o viceversa, così da rendere i gradini inclinati nel senso della lunghezza. Faglie radiali contribuiscono a rendere il quadro più frammentario.

Anche l'espressione di "faglie a gradinata," se corrisponde al motivo generale, non è esatto nel particolare; perchè non è raro il caso di faglie con rigetto inverso a quello dominante, così da compensare il rigetto della faglia retrostante od anche superarlo, costituendo allora una cornice rilevata rispetto al precedente gradino, e quindi una conca allungata: tale fenomeno è frequente al margine dell'altipiano Abissino. Nell'insieme, i rigetti più forti si osservano nella parte alta della gradinata; mentre i gradini inferiori per lo più sfumano senza limite netto verso la zona affossata.

Più numerosi tali gradini al margine dell'altipiano Abissino. Gli altipiani Harrarini, d'altra parte, hanno un margine più irregolare, rotto da salienti (massime fra Dire Dawa e Gildessa e nella zona di Sciaveli). L'altipiano di Giggiga è abbassato per faglia radiale, oltre che per la lenta inclinazione generale del tavolato, rispetto all'altipiano di Harrar; davanti ad esso i gradini diminuiscono di numero (insieme col dislivello complessivo) via via che si procede verso oriente.

I piani di faglia ci sono apparsi prevalentemente: verticali nella fascia marginale dell'altipiano Abissino; inclinati verso l'interno a W. di Dire Dawa; inclinati verso l'esterno nel tratto da Dire Dawa a Sciaveli.

(c) *Pilastrì della zona costiera Aualite*.—Il bassopiano Dancalo è chiuso verso oriente da una serie di pilastrì tettonici, che si susseguono in direzione S.E.-N.W. dai monti di Au-Barek ai monti fra Bio Caboba e Bio Anot, proseguendo di qui verso Nord con i monti di Dauanlé. I principali termini di tale successione sono:

a) i Monti di Au-Barek (M. Gifa, M. Egu ecc.), dove—prescindendo dal granito dei M. Gifa—affiora largamente la serie cristallina inferiore, su cui posano direttamente lembi della serie giurassica;

b) i Monti di Gocti, dove in un campo di faglie è pure presente la serie cristallina inferiore, ma domina ampiamente la serie cristallina superiore coperta da larghe placche giurassiche;

c) i Monti a Sud di Bio Caboba, dove i calcari giurassici vengono a contatto per faglia con gli gneis inferiori e si presentano non solo fittamente fratturati e dislocati, ma anche in parte piegati;

d) i Monti fra Bio Caboba e Bio Anot, dove basamento giurese-cretaceo affiora sotto una estesa e potente copertura di vulcaniti della serie trappica e di masse trachi-liparitiche del ciclo neogenico.

In conclusione, il nostro studio, analizzando il fondo ed i lati della zona affossata Dancala, dimostra come sia insostenibile la spiegazione di Wegener per questa parte tanto importante delle fosse Africane, e porta alcuni elementi per quella conoscenza dei particolari che è indispensabile al fine di poter costruire una teoria non effimera.

# RIFT AND SHIELD STRUCTURE IN EAST AFRICA\*

By R. B. McCONNELL

Tanganyika

## ABSTRACT

The East African rift valleys are seen to be imposed upon ancient structures existing in the Basement System of Pre-Cambrian age and associated with granitization. It is therefore concluded that the rift faults originated in an orogenic revolution at the close of Basement System times. The present rift valleys are the latest rejuvenation of these movements.

The pattern of the rift system indicates that the central massif of Tanganyika acted as a resistant block, and hence a *Tanganyika Shield* of greater age than the Basement System is postulated. Indications of the existence of adjacent ancient shields can be observed.

The rift valleys are considered to be shear zones crushed between ancient shields which have undergone horizontal displacements dating from the Pre-Cambrian relative movement other than compression may have been impossible during later rejuvenations. These shear zones have been forced downwards by ramp faults developing in the zone of maximum compression, and "keels" of lighter material have formed at the base of the sialic crust. Above the zone of maximum compression the faults steepen to vertical, and, near the surface of the crust, become normal faults due to the draw-down effect of the ramps upon the filling of the shear zones.

Heat generated by the friction of rift faulting is believed to be responsible for granitization in the deeper zones, and for the production of elongated bodies of granite which may be lenticular in three dimensions. It is suggested that this heat may also lead to volcanism at the surface in zones where compression is not excessive.

## I. INTRODUCTION

THE writer was a member of the Geological Survey of Tanganyika from 1939 to 1946 and has had the opportunity of carrying out detailed surveys in several areas of the Rift Valleys; and also, during two years of military service, became acquainted with some portions of the Gregory Rift Valley in Kenya. During the war a disproportionate amount of time had to be spent in the field on reconnaissance for minerals, and office work had to be neglected, thus the detailed geological studies which form the basis for the writer's conception of rift valley structure have not yet been published. Three years were spent in South-Western Tanganyika and amid other work reconnaissance surveys were made of an area of some 20,000 square miles including the country involved in the Tanganyika and Rukwa Rift Valleys, and the adjacent uplifted blocks: in particular a reconnaissance topographical and geological map was prepared of an area of 6,000 square miles during which a number of relationships important to the comprehension of rift valley structure were mapped. It is in view of this detailed work that the writer ventures to publish another paper treating of the rift valleys as a whole in spite of the existing studies by Gregory, Wayland, Bailey Willis, Cloos, etc. Many subjects are touched upon which require lengthy treatment, and it is hoped that a more detailed publication will be possible in due course.

## II. PRESENT RIFT VALLEYS FOLLOW ANCIENT LINES OF STRUCTURAL DEFORMATION

Relationships between present-day rift valley faults and ancient structures have been suggested by a few geologists, but it is the writer's view that the complete pattern of the African rift valleys originated in Pre-Cambrian times and that the faults have been revived during many subsequent orogenic revolutions and in particular during the Alpine diastrophism and its posthumous phases. It is during this last orogenesis that the rift valleys as we know them have been formed by revival of the ancient faults.

---

\* Published by permission of the Director of Lands and Mines, Tanganyika.

#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Parallelism between rift valley faults of recent age and ancient structures and metamorphic zones has been recorded from many areas. In South-West Tanganyika the writer has mapped a number of remarkable features in the Pre-Cambrian Basement which are parallel to the trend of the Tanganyika and Rukwa Rift Valleys: these have been shown upon the new 1 : 4,000,000 geological map of Tanganyika. Among these are (1) the Kate Granite which has an elongated outcrop only 1 to 5 miles wide extending over a length of 120 miles; (2) structures in the ancient banded gneiss parallel to the faults bounding the uplifted blocks of the Ufipa Plateau and the Mahari Mountains including small lenses of granite; (3) the continuation north-westwards into the mountains of Ubende of the Rukwa Rift Valley is marked by belts of migmatite and one narrow band of granite; (4) in the Ufipa Plateau itself the fault bounding the Namwele inlier of Karroo was found to have originated in the Pre-Cambrian, to have developed a throw of at least 3,000 feet in post-Karroo times and to have been revived later than the ?Miocene peneplane to form a small scarp (McConnell, 1947). Ancient structures parallel to the Fufu scarp south-east of Dodoma, Tanganyika, have been mapped by the Tanganyika Geological Survey on the Dodoma Degree Sheet (Wade and Oates, 1938), and Temperley (1938) has shown the parallelism of granulitic gneiss structures with the northern prolongation of this scarp in the Mpwapa map area; in Uganda Groves (1931) has called attention to a narrow metamorphic zone bordering the Lake Albert Rift.

This early orogeny can be roughly dated relative to the Pre-Cambrian formations of East Africa. The following table gives briefly the superposition of the older systems according to the classification of the Tanganyika Geological Survey:

| <i>Era</i>        | <i>System</i>                       | <i>Granites</i>                                              |  |
|-------------------|-------------------------------------|--------------------------------------------------------------|--|
| Early Palaeozoic? | BUKOBAN                             |                                                              |  |
| Late Pre-Cambrian | MUVA-ANKOLEAN<br>(Karagwe-Ankolean) |                                                              |  |
| PRE-CAMBRIAN      | PRIMITIVE {                         |                                                              |  |
|                   |                                     | KAVIRONDIAN                                                  |  |
|                   |                                     | NYANZIAN<br>(Upper Basement)                                 |  |
|                   |                                     | BASEMENT<br>(Ubende)<br>(Wakole)<br>(Turoka)<br>(Mozambique) |  |
|                   |                                     |                                                              |  |
|                   |                                     | Older                                                        |  |
|                   |                                     | Younger                                                      |  |

The Basement System is the most clearly defined and widespread of the Primitive group and can be traced northwards to Kenya where it is known as the Turoka Series, and southwards where it forms the greater part of Mozambique. The relationships and ages of the Kavirondian and Nyanzian Systems are still under discussion. In Ufipa and Ubende, Western Tanganyika, the writer divided the Basement System into a Wakole and an Ubende Series. The Wakole Series represents a deep zone of metamorphism and contains much garnet and kyanite: it appears to consist largely of metasediments: the Ubende Series is mainly composed of plagioclase-amphibolites and metaquartzites in which garnets are rare and kyanite exceptional. The Wakole rocks form uplifted blocks and the Ubende lies chiefly in down-faulted troughs. On account of its structural position and lower grade of metamorphism the Ubende is believed to represent a later cycle than the Wakole, but it is affected by the major granitization of the area which is hence post-Ubende.

It is now very generally accepted by East African geologists that the Basement System has been granitized by the *older granites*. This phenomenon is represented by widespread *lit-par-lit* injection of



pegmatitic material with pygmatic folding, and locally by more or less complete migmatization with pygmatic contortions. The pygmatic folding has been recognized by Temperley (1942) as his "tertiary folding" and as being intimately connected with the granitization. In the localities where the early rift valley orogeny can be examined this pygmatic folding is conformable. The orogeny must therefore have taken place at about the same time as the granitization at the close of the Ubende cycle times and the writer proposes the name of *Ubendian Diastrophism*. The age of the pegmatites involved in the pygmatic folding can certainly be determined by radio-active methods and will give the absolute age of this diastrophism.

### III. THE PATTERN OF THE RIFT VALLEY SYSTEM

The accompanying map (Fig. 1) differs somewhat from previous structural maps of the rift valley system. Sunken areas and raised blocks have been marked according to the latest information and the areas of volcanic rocks associated with the rifts have been delimited: the Great Dyke of Southern Rhodesia has also been plotted as it is direct in alignment with the Gregory Rift Valley. The rift valley system appears to bifurcate around a resistant block which has been called on the map the *Tanganyika Shield*. The identity of this shield is brought out strongly by the raised blocks to the south-west and north-east of it. Whatever may be the origin of the rift valleys it is hard to conceive that the great uplifted blocks or *horsts* can have been formed, or can have survived in their elevated positions except under conditions of intense compression. Since the compression bears on the south-west and north-east sectors of the shield the pattern of the rift system from the Red Sea to the Great Dyke indicates a dextral tear-fault movement along a line 2,500 miles long striking N. 15° E. This horizontal movement has sheared the continental block into a series of rigid nuclei which may be termed "shields." The Tanganyika Shield is included between the Western Rift Valley and the Gregory Rift Valley systems, and the shield itself appears to have suffered some clockwise rotation which is indicated by the massive uplifted blocks to the south-west and the curving pattern of rift faults penetrating the eastern margin of the shield and dying out.\*

A hasty examination of the Pare and Western Usambara Mountains has led the writer to support Parsons (1931) in his belief that these mountains represent blocks thrust from the north-east. Thus a *Masai Shield* has been individualized between these blocks and the southern portion of the Gregory Rift Valley. The great "tilt-blocks" of south-eastern Tanganyika are also considered to form part of the rift valley system.

In the Belgian Congo the Upemba Rift and other rifts west of Lake Kivu appear to indicate the ancient pattern of which certain branches have been revived by the Alpine movements (Salée, Boutakoff, and Poussin).

The Karagwe-Ankole fold virgation of post-Primitive rocks appears to be related to the north-easterly thrust of the Congo Shield. The strike of the folds may have been altered somewhat by the inferred clockwise rotation of the Tanganyika Shield.

Gregory has already pointed out that the African rift valleys lie approximately on the meridian on which, in the Eurasian continent, the changeover takes place from the dominantly northward moving Alpine chains to southward moving Himalayan arcs, and he emits the hypothesis that there is some connection between the two phenomena. The analysis of the structural map supports this hypothesis as it indicates a general northward movement of the western shields and a southward movement of the Somali and Mozambique Shields.

The writer has obtained no precise indication, either from published geological maps or his own work, of any lateral displacement of geological formations, and it is probable that during the revivals of the rift valley faults the movement has been mainly in the vertical sense and little horizontal movement has been possible.

\* This notion has also been developed independently by Sir Edmund Teale. See discussion, p. 17.

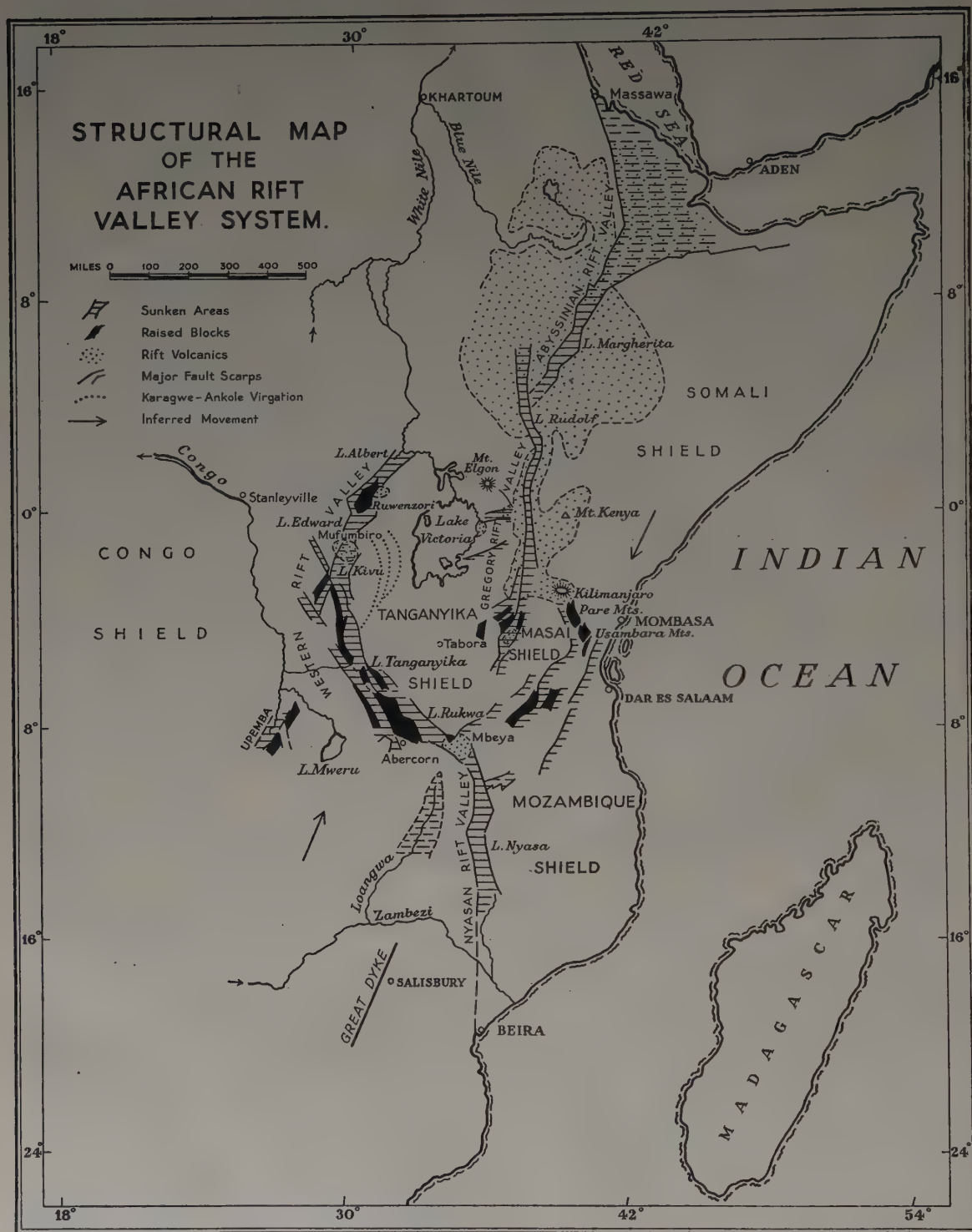


FIG. 1.

## IV. THE SHIELDS

The idea developed in the above paragraphs is, in short, that the ancient continental block of Africa was sheared by a dextral tear-fault movement during an *Ubendian* orogeny which culminated in the production of the older granite. This movement produced a system of shields separated by linear tear-faults or shear zones which forms the basal pattern of the rift valleys produced during subsequent diastrophism.

The term shield in geological literature refers to portions of the earth's crust which have been folded and granitized during the earliest Pre-Cambrian diastrophisms and have subsisted as resistant blocks. This is the sense which the writer has in mind in using the term "Tanganyika Shield." The age of this shield must now be discussed.

The correlation of the Pre-Cambrian rocks of East Africa is still being worked out, but it appears that the Basement System (Lower Basement Complex of the older classification) can be correlated with the Turoka Series of Kenya and the gneisses and schists of Mozambique, and that it forms a complete cycle which was closed by the Ubendian orogenic revolution and the production of the older granites and associated migmatites. The writer has given reasons for believing that the rift valley system was first produced as a result of the Ubendian orogenesis and that the Tanganyika Shield was already a rigid nucleus at that time. Hence it follows that the body of the shield must be composed of rocks belonging to an older cycle or cycles than the so-called Basement (Ubende) cycle.

The series composing the Tanganyika shield are not easy to determine as they are covered with thick decomposition products, lateritic ironstone and clays, and overgrown with dense bush. The granites and highly granitized portions are the most resistant and outcrop the most frequently and, until the granites of East Africa have been studied in more detail, it is not possible to be sure that pre-Ubende granites are not being confused with the post-Ubende older granite.

It appears probable that the first manifestation of the rift valley system was the formation of geosynclines in which the beds of Ubende and comparable ages were deposited unconformably upon the more ancient Pre-Cambrian material. The normal course of a geological cycle was then pursued and culminated in intense folding, the formation of the great tear-faults, and granitization. The relationships of the different cycles are much obscured by granitization, by the deep tropical decomposition and the dense bush cover.

Professor Holmes has developed a view of African structure which supports the writer's opinion that the folding of the "Basement" or Mozambique series of Eastern Tanganyika is younger than that of the central shield. Holmes believes that the Nyanzian rocks which occur in the shield are also older than the Mozambique: the writer has little acquaintance with these rocks and the decision as to their age does not affect the ideas developed here. The supposition may be put forward for discussion, however, that the Nyanzian banded ironstones and acid volcanics represent a shallow water facies deposited upon the ancient shield.

In his sections of Kiboriani (east of Dodoma in Central Tanganyika) Temperley (1938) has shown a major syncline snubbed and bent upwards as though by pressure against a resistant mass to the west. In a discussion on the spot the writer developed his views and Temperley agreed that that, and other structures as yet undescribed, could indeed be explained by a compression of the "young" folds while still plastic against a resistant Tanganyika Shield.

## V. STRUCTURE OF THE PRESENT-DAY RIFT VALLEYS

The origin of the rift valley system of East Africa is attributed in this paper to dextral tear-fault movements which took place at the close of the Ubende cycle of the Pre-Cambrian, and the present rift valleys are regarded as revivals of these movements. The lines of rifting are shear zones separating rigid shields, and since the movements extend over 2,500 miles, must affect the whole thickness of the solid crust. Although the original movement along the tear-faults may have been considerable there



is no reason to suppose that much lateral displacement has taken place during the subsequent revivals. The impulse towards horizontal movement has not been able to find relief, owing to the rigidity of the bodies, and has resolved itself into one of shearing or compression except in the Red Sea and neighbouring rifts where a tendency to separation and tension is manifested.

The writer is mainly acquainted with the southern portion of the Western Rift Valley where the great development of uplifted blocks is an indication of intense compression: in this region also the Pre-Cambrian rocks are well exposed and instances occur where the older faulting has been but little revived at later dates, and hence is buried neither by alluvium nor volcanic rocks. The north-west termination of the Rukwa Rift, for instance, emerges from the alluvium and its structure can be mapped. Between these sectors of intense compression and the tensional type represented by the Red Sea trough all transitional types must exist. Moreover, compression and tension are often related to each other and are both present, for instance, in an anticlinal fold, hence it is possible that a rift valley may be formed by compression and may yet show signs of tension at the surface of the earth.

Rift valleys are usually 30 to 40 miles wide, a strip of country bordering them is uplifted either as the limb of an arch or as a horst block and the difference in elevation between the rim and the bottom of the valley may be as much as 10,000 feet or more, although it is usually from 1,000 to 3,000 feet. One fault of a rift valley may disappear and then a single scarp bounding a tilt-block subsists: it appears that the powerful shears are of a complex nature, and when the force lessens a simpler type of faulting occurs. The great single scarps of the tilt-blocks of Eastern Tanganyika are, however, of a different type and the writer has no acquaintance with them, but their relations in plan are such that they must be included in the rift valley system.

The diagram Fig. 2 is drawn to represent a typical rift valley structure in a zone of compressional stress. The compression may be due in part to direct thrust between the opposing walls, or to the friction of attempted horizontal tearing movement. The rift valley represents a shear zone which affects the whole thickness of the solid crust and the margins of this shear zone develop into ramp faults, probably complex, which rise steeply to the surface. These ramp faults force down a portion of the shear zone to form a raft or keel, penetrating the simatic layer, which by its buoyancy raises the whole system, producing the typical upraised lip bordering the rift valley. The forcing down of the shear zone causes a "down draught" action near the surface where, as in an anticline, the deep-seated compression gives way to tension, and normal faults develop which are in reality the upward extension of the ramp faults. A section across the surface of this shear zone would show antithetic normal faults with steep hade: with lessening compression the hade become less steep and the faults approach more closely to the normal type.

It is a matter of observation that in the highly compressed region of South-Western Tanganyika the faults near the surface bordering the Ufipa uplifted block are dominantly vertical. The actual faults can in rare instances be examined: in one case the fault was seen to be quite vertical and filled with 30 feet of fault mylonite. All along the western boundary of the Rukwa Rift Valley intense shearing parallel to the great fault scarp may be seen and it is generally vertical. In other cases faults have been found dipping towards the rift at a steep angle: care must always be exercised that the planes of movement of masses slumping towards the rift are not mistaken for the original bordering faults. In the Kenya sector of the Gregory Rift Valley, where the absence of uplifted blocks indicates less compression than in the Western Rift the boundary faults are more likely to resemble normal faults.

Reference has already been made to the north-western extension of the Rukwa Rift into the Ubende district. Here the faults have not been revived to the same extent as further to the south, and the dips belonging to an earlier period and a deeper zone (owing to advanced erosion) may be examined. The faults in this section appear to dip away from the valley and to be steep thrust faults. Thus it is possible to find at the surface of the earth faults grading from the reversed dip of the deeper zones (see Fig. 2), through the verticality of the middle zone to the normal faults of the superficial

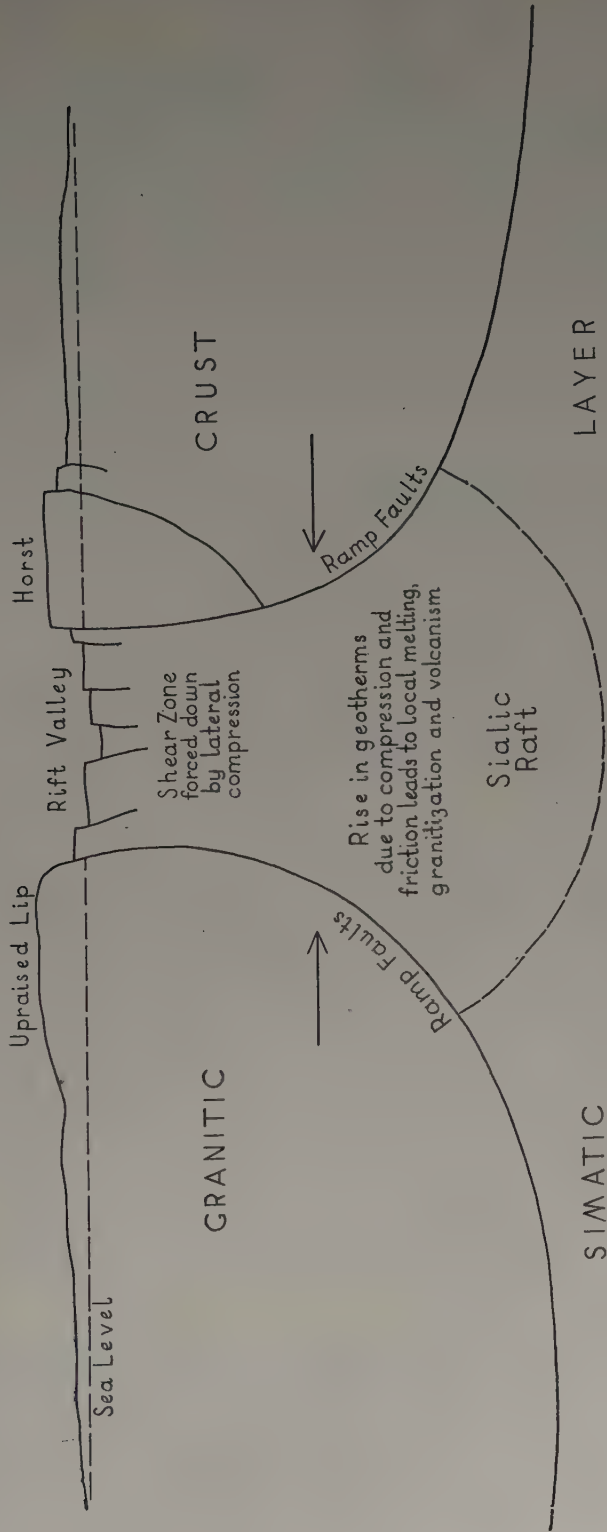


Diagram to illustrate Rift Valley Structure in zone of compressional stress

FIG. 2.

tensional zone. The compressional hypothesis has been developed particularly by Wayland and Bailey Willis. It will be seen that the views expressed in this paper differ somewhat from those of the earlier writers and are applicable to all the varieties of rift valley.

An important contribution to the study of rift valleys has been made by Bullard (1936). He has shown that negative gravity anomalies occur over the rift valleys which can only be explained by the existence of a raft of granitic material forced down into the simatic layer by compression. He regards the faults, however, as being due entirely to compression, and hence draws them as normal low-angle thrust faults which, in the writer's experience is contrary to the observed evidence except in some special cases (Ruwenzori, Ubende, etc.). The interpretation put forward in this paper implies a raft of sialic material which will sink deeper as the compression becomes greater. Bullard's observations do, in fact, show the negative anomaly to be high in the regions in which the existence of horsts postulates great compression, and low or non-existent in the sections, as in the northern Gregory Rift, where lower compression would be expected. This effect is doubtless accentuated by the distribution of recent volcanic rocks which will be mentioned in the next section.

#### VI. RIFT VALLEY FAULTS, GRANITIZATION AND VOLCANISM

The intimate connection between the original Pre-Cambrian ancestral faults of the rift valley system and the post-Ubende migmatites and granites has already been mentioned (see p. 199 *et seq.*). There is here a relationship between structure and granitization which promises to shed light upon the origin and modes of the latter process. This subject demands much more extensive treatment than can be given in this paper.

In short it may be said that the mapping of the exposed floors of the ancestral rift valleys has shown that the original faults were a locus of granitization, and the conclusion is drawn that the pressure-temperature conditions developed by the friction of these great tear-faults was such that widespread conversion to granite and actual local melting and mobilization (see e.g. Read, 1939) of a magma took place. Along and near the courses of the ancient faults lenses of granites with aureoles of migmatite have been mapped.

These observations lead to the conclusion that granitization is actually due to the raising of pressure-temperature conditions by orogenic stress. Franz Suess (1926) first developed this idea, and it was touched upon shortly by Lugeon (1930) who showed that the granites invading the roots of the Alpine nappes may have been formed by the conversion to heat of orogenic stresses which could no longer find an outlet in mechanical movement. Towards the close of the Alpine orogenic paroxysm the Dinaric block sank and the roots of the nappes became vertical or overturned and movement was no longer possible: the dynamic energy was then converted into heat and granitization resulted. It is hoped that a careful petrographical study of the many specimens collected in South-Western Tanganyika will lead to some definite conclusions as to the relationship between structure and granitization.

If local melting occurs at the base of the rift valley shear zones in the manner suggested, the occluded gases and the more liquid differentiation products would have a chance of escaping. Escape would only be possible in those sectors in which compression was not too great. And in fact it will be seen from the structural map that rift volcanics occur in sectors from which uplifted blocks are absent and consequently the compression comparatively slight. In the Western Rift volcanism is only found at the crossroads of the ancient fault pattern.

The rift volcanics would therefore be due to compression or friction and the consequent raising of the pressure-temperature conditions below the rift valley floors. Investigation of the relationship between revivals of movement of the rift faults and phases of volcanism might confirm this conception.

Mention was made above of the fact that the negative gravity anomaly was shown by Bullard to be small or non-existent in parts of the Gregory Rift where compression is postulated to be comparatively slight. But it is also in these sectors that the accumulation of volcanic rocks in the troughs of the rift valleys is greatest, and it is possible that by correcting for this heavy material a negative anomaly would be found.



# McCONNELL: RIFT AND SHIELD STRUCTURE, EAST AFRICA

## REFERENCES

- ASSELBERGHS, E., BOUTAKOFF, N., and DE LA VALLÉE POUSSIN, J. 1939. Résultats scientifiques de la Mission géologique du Comité National du Kivu. *Mém. Inst. géol. Univ. Louvain*, 9.
- BULLARD, E. C. 1936. Gravity Measurements in East Africa. *Phil. Trans. Roy. Soc., London*, 235, pp. 445-531.
- CLOOS, HANS. 1939. Hebung-Spaltung-Vulkanismus. *Geol. Rund.*, 30, Zwischenheft 4A, pp. 405-527.
- GREGORY, J. W. 1921. *The Rift Valleys and Geology of East Africa*. London.
- GROVES, A. W. 1931. *Ann. Rep. Geol. Surv. Uganda*, pp. 7-18.
- HOLMES, A. 1950. The Sequence of Pre-Cambrian Orogenic Belts in South and Central Africa. *Report 18th Session Int. Geol. Cong.*, Part XIV, pp. 254-269.
- LUGEON, M. 1930. Sur l'Origine du Granite. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, Paris, 190, p. 1069.
- McCONNELL, R. B. 1947. The Geology of the Namwele-Mkomolo Coalfield. *Geol. Surv. Tang.*, Short Paper 27.
- (In press). Outline of the Geology of Ufipa and Ubende, Western Tanganyika. *Bull. Geol. Surv. Tang.*
- PARSONS, E. 1931. Unpublished paper on the Geology of the Pangani River Valley.
- READ, H. H. 1939. Metamorphism and Igneous Action. *Pres. Address to Sect. C, Brit. Assoc.*, also *Nature*, 144, nos. 3652 and 3653, pp. 729 and 772.
- SUESS, F. E. 1926. *Intrusionstektonik und Wandertektonik im variiszischen Grundgebirge*. Berlin.
- TEMPERLEY, B. N. 1938. The Geology of the Country around Mpwapwa. *Geol. Surv. Tang.*, Short Paper 19.
- 1942. Some problems of the Archaean rocks of Tanganyika Territory. *Geol. Mag.*, 79, 1, pp. 67-71.
- WADE, F. B., and OATES, F. 1938. An Explanation of Degree Sheet No. 52 (Dodoma). *Geol. Surv. Tang.*, Short Paper 17.
- WAYLAND, E. J. 1921. Some account of the Geology of the Lake Albert Rift Valley. *Geogr. Jour.*, Nov. 1921.
- 1930. Rift Valleys and Lake Victoria. *Comptes Rendus 15th Int. Geol. Cong.*, 2, pp. 323-353.
- WILLIS, B. 1936. East African Plateaux and Rift Valleys. *Carnegie Inst.*, Publ. 470, Washington.

# CORRELATION OF THE PRE-KARROO FORMATIONS OF NORTHERN RHODESIA WITH THOSE OF SOUTHERN RHODESIA AND EAST AFRICA

By J. H. M. McNAUGHTON

Northern Rhodesia

## ABSTRACT

Owing to the absence of fossils in the Pre-Karoo formations of Central Africa, correlation must depend on other criteria such as periods of intense earth movement or widespread igneous activity. Two such periods which would appear to offer possibilities in this way are the Ventersdorp volcanic period which followed the deposition of the Witwatersrand system in South Africa and the Rooiberg igneous period with which were associated the Bushveld intrusions at the top of the Transvaal System.

In Northern Rhodesia the Muva Basal Conglomerate is underlain by epidotized volcanic beds which can be correlated with the Lower Deweras of Southern Rhodesia and probably with the Nyanzian of Tanganyika. The lower Deweras are considered to be equivalent to the Ventersdorp. The Muva of Northern Rhodesia then becomes equivalent to the Upper Deweras of Southern Rhodesia and the Kavirondian of Tanganyika.

The presence of dolomitic beds seems to give a fairly straightforward correlation of Transvaal System of South Africa—Lomagundi of Southern Rhodesia—Bwana Mkubwa of Northern Rhodesia—Schisto-dolomitique of Congo-Belge. The link with Tanganyika, Kenya and Uganda is not so clear. Tanganyika and Kenya geologists stress the very great unconformity which occurs above the Muva-Ankole and Karagwe-Ankolean beds. They say that a very long period of erosion must have intervened before the deposition of the next beds, the Bukoban. There is very little sign of this long period of erosion either in the Congo-Belge or in North-Western Rhodesia, although it does appear to have occurred in the North-Eastern section of this territory. It is suggested that an uplift took place to the east of a line formed by Lakes Albert, Edward, Kivu and Tanganyika and the Great Dyke of Southern Rhodesia, somewhere in middle or Upper Bwana Mkubwa, which was the time of the intrusion of the Great Dyke. It will be noted that no dolomites of Lomagundi age are to be found to the east of this line. The position with regard to Nyasaland is uncertain. Dolomites occur in the Nachipere Series. If these are of Transvaal age they could be explained by further faulting along the Lake Nyasa-Shire Valley line. It is therefore suggested that the Muva-Ankole and the Karagwe-Ankolean (less the Kavirondian) are equivalent to the Lower Bwana Mkubwa only, to account for the absence of dolomites and the presence of the great unconformity.

There is general agreement on the correlation of the Waterberg of the Transvaal with the Unkondo of Southern Rhodesia and the Kundelungu of Northern Rhodesia and the Congo-Belge. It seems reasonable to assume that to this can be added the Bukoban of Tanganyika and Kenya and the Singo of Uganda.

**O**WING to the absence of fossils in the Pre-Karoo formations of Central Africa, correlation must depend on the use of other criteria such as periods of glaciation, of intense earth movements, or of widespread igneous activity. Two such periods which would appear to offer possibilities in this way are the Ventersdorp volcanic period which followed the deposition of the Witwatersrand System in South Africa, and the Rooiberg igneous period with which were associated the Bushveld intrusions at the top of the Transvaal System.

In each of the Central and Southern African territories there is general agreement that the oldest and most metamorphosed rocks, consisting of schists and gneisses, should be classed at the bottom of the geological table under some such name as Basement Complex. As knowledge of these rocks increases, there is a tendency in each territory to separate the upper rocks of the Basement and put them in a series of their own. The main difficulty is knowing just where to begin so as to get a true correlation between the different territories.

In Northern Rhodesia the upper section of the Basement rocks has generally been given the name of Muva. According to Garlick, the coarse conglomerate seen at the top of both escarpments of the

Rufunsa Valley on the Great East Road marks the base of the Muva. This conglomerate is made up of fairly large pebbles which have been squeezed out and made to taper off at the ends, while the matrix has been changed into mica-schist. The pebbles are mostly quartzite or granular quartz. According to my observation, wherever this conglomerate occurs on the Great East Road between Lusaka and the Luangwa River, it is always underlain by an altered, very much epidotized lava, which I shall refer to as the Rufunsa Volcanics. This lava agrees in almost every respect with the lavas which make up the Lower Group of the Deweras Series in Southern Rhodesia as described by Phaup and Dobel in Geological Survey Bulletin No. 34, *The Geology of the Lower Umfuli Gold Belt, Hartley and Lomagundi Districts*. In his *Summary Report of the Concession Areas* Guernsey appears to include this epidotized lava in his Lower Basement which he describes as consisting of "Schists, minor quartzite, altered volcanics." This would appear to be following Garlick who includes it in his Lufubu Schists when describing the geology of the Rufunsa area. Neither Guernsey nor Garlick has attempted to give this volcanic any definite stratigraphical horizon, but its repeated occurrence immediately below the Muva Basal Conglomerate suggests that it is at least the youngest of the Lower Basement rocks. If this volcanic is taken to be, as seems likely, the Northern Rhodesia equivalent of the Lower Deweras, then the Muva of Northern Rhodesia would appear to be the Upper Deweras Series which, on the other side of the Zambesi River in Southern Rhodesia, consists of a large pebble basal conglomerate followed by coarse-grained arkoses up to 6,000 feet in thickness. In Northern Rhodesia, in the Rufunsa Area, the Muva, above the basal conglomerate, consists of quartz-schists followed by massive non-feldspathic quartzites. Both series suggest a period of heavy rainfall but a difference in the types of rocks undergoing denudation.

In passing, it might be of interest to note that this Rufunsa Volcanic, in very many places, contains small quantities of copper minerals. The weathering of areas of this volcanic may, therefore, have been the source of supply of much of the copper in the Bwana Mkubwa beds of the Northern Rhodesia Copper Belt if Schneiderhohn's theory of the syngenetic origin of the copper deposits is correct.

At any rate it does appear to prove the existence of copper minerals in this territory before the deposition of the Bwana Mkubwa system. It is well known that there are a large number of copper deposits in the older rocks of Northern Rhodesia associated with gold-quartz veins, but it is always a difficult matter to fix the age of such vein deposits. Phaup and Dobell mention the occurrence of copper minerals in the Deweras lavas of Southern Rhodesia.

South of the Zambezi the Deweras Series is overlain by the Lomagundi System, while in Northern Rhodesia the Muva is followed by the series known under various names as the Bwana Mkubwa, Broken Hill, or Lusaka Series. Owing to its predominantly dolomitic nature it is generally agreed that the Bwana Mkubwa should be correlated with the Lomagundi.

In North-Western Rhodesia we have one of the few examples of geological international co-operation in the whole of East, Central, and Southern Africa, namely, the series of rocks lying above the Bwana Mkubwa have been given the name which belongs to the corresponding series in the Belgian Congo, i.e., the Kundelungu. It consists of shales, argillaceous limestone, and quartzites. Unfortunately in North-eastern Rhodesia the geological succession is less continuous and the different strata occur in more or less isolated areas, making it difficult to use them as a link-up between the geology of the rest of Northern Rhodesia and that of Tanganyika.

From Guernsey's *Report on the Geology of the Concession Areas of Loangwa Concessions (N.R.) Ltd.*, I should be inclined to consider that both the Luapula Beds and the Plateau Series are Kundelungu. They are underlain by the Luapula Porphyries which are mainly volcanic. It seems unlikely that those porphyries belong to the same period of volcanic activity as the Rufunsa Volcanics and Deweras lavas. In common with the Plateau Series, the porphyries are lying directly on granite-gneiss of which there are large areas in this part of the territory. This suggests that they followed a long period of erosion. Reference to this will be made later when discussing the Bukoban of Tanganyika. Guernsey correlates the Porphyries provisionally with the Kapili volcanics of Tanganyika, which Wade in his "provisional table" of 1936 puts provisionally at the top of the Muva-Ankole System.



In his *Geology of the Rhokana Concession* Brock states that gabbro intrusions and basalts, some of which may be volcanic, are closely associated with Middle and Upper Bwana Mkubwa. This suggests a correlation with the Rooiberg igneous period at the top of the Transvaal System. The Porphyries might well belong to this since they are certainly pre-Kundelungu.

The Luitikila Beds of North-east Rhodesia Guernsey states are definitely Post-Muva. Being calcareous they might well belong to either the Bwana Mkubwa or the Kundelungu.

In his *Pre-Karoo Stratigraphy of Tanganyika* Stockley shows his Upper Division of the Basement complex (Nyanzian System) to be predominantly volcanic. This suggests correlation with the Lower Deweras of Southern Rhodesia and the Rufunsa Volcanics of Northern Rhodesia. His Kavirondian System would then coincide with the Upper Deweras and the Muva of Northern Rhodesia. If the same unconformities continue in Northern Rhodesia as exist in Tanganyika, then it would appear that Stockley's Muva-Ankolean (i.e., the original Muva-Ankolean less the Kavirondian) corresponds to the Bwana Mkubwa and his Bukoban to the Kundelungu. The pelitic phases of the Muva-Ankolean might correspond to the dolomites of the Bwana Mkubwa, both indicating deposition in deeper water.

Speaking of the Kavirondian Series Stockley says they "are essentially conglomerates, coarse arkosic and feldspathic grits and quartzites with subordinate pelitic beds. In Tanganyika the conglomerate is particularly characteristic and always associated with the Nyanzian volcanics." That is very similar to the relationship in Northern Rhodesia between the Muva conglomerate and the Rufunsa volcanics.

When discussing the Bukoban System Stockley writes, "Separating the older rocks and the granites from the youngest unfossiliferous sediments there is a great unconformity, which probably represents a vast interval of geological time. The granite which had invaded all the previous formations had been so denuded previous to the deposition of these sediments that for considerable areas the granite formed the floor on which they were deposited. There is strong evidence for a fossil peneplain, forming the sub-Bukoban surface." This could be applied to the conditions found in North-east Rhodesia where the Plateau Series and the Luapula Porphyries are underlain by granite. These rocks are considered to be Kundelungu. In the south and west of Northern Rhodesia there is not the same evidence for a long period of denudation before the deposition of the Kundelungu. It seems possible that part of this break is represented by a section of the Bwana Mkubwa Series which was being deposited in a great basin to the west while what is now the eastern part of the continent was being subjected to erosion. This would make the Muva of Northern Rhodesia equivalent to both the Kavirondian and Muva-Ankolean of Tanganyika. It might explain the disappearance of the Lusaka and Broken Hill Limestones towards the north and the more feldspathic nature of the beds in the Copperbelt area.

A borehole was recently drilled in Lusaka township for a mineral water factory. At 320 feet it went out of limestone into red schist. Then at 360 feet the red colouration of the schist gave place to blue green, proving that the schist beneath the limestone showed the effects of weathering for a depth of 40 feet. This suggests an unconformity between the two formations. Unfortunately the drill was a jumper machine only, so no core was recovered which might have shown the junction clearly. Other evidence for a break between the schists and the limestone is seen in the number of large quartz reefs which traverse the schist on Ridgeway but are not seen in the limestone of the old Lusaka Township. Possibly the Muva-Ankolean of Tanganyika may be the equivalent of the Lower Bwana Mkubwa only, which would explain the absence of a calcareous phase in the former. I suggest that somewhere in the middle or upper Bwana an uplift took place to the east of a line now represented by the East African Rift Valley system and the Great Dyke of Southern Rhodesia. This may be the first evidence of such a line of weakness in the earth's crust. In Southern Rhodesia the Great Dyke, which is of upper Lomagundi age, was injected along this line of fracture. It is to be noted that no calcareous rocks of Lomagundi age are to be found to the east of this line but on the west we have limestones in the Lomagundi of Southern Rhodesia, the Bwana of Northern Rhodesia and the System Schisto-Dolomitique of the Belgian Congo. The geologists of both Tanganyika and Kenya stress the long

| CORRELATION OF THE PRE-KARROO OF SOUTH,<br>CENTRAL AND EAST AFRICA |                                                     |                                                |                                          |                          |                                                        |                                    |
|--------------------------------------------------------------------|-----------------------------------------------------|------------------------------------------------|------------------------------------------|--------------------------|--------------------------------------------------------|------------------------------------|
|                                                                    | SOUTHERN<br>RHODESIA                                | NORTHERN<br>RHODESIA                           | TANGANYIKA                               | KENYA                    | UGANDA                                                 | BELGIAN CONGO                      |
| TRANSVAAL                                                          |                                                     |                                                |                                          |                          |                                                        |                                    |
| Karoo                                                              | Karoo                                               | Karoo                                          | Karoo                                    | Permian (Karoo)          | Karoo                                                  | Karoo                              |
| (Unconformity)                                                     | (Great<br>Unconformity)                             | (Great<br>Unconformity)                        | (Great<br>Unconformity)                  | (Great<br>Unconformity)  | (Great<br>Unconformity)                                | (Great<br>Unconformity)            |
| Waterberg                                                          | Umkondo                                             | Kundelungu                                     | Bukoban                                  | Bukoban (Kasisi)         | Singo Series                                           | Kundelungu                         |
| Trans-<br>vaal {<br>Roiberg<br>Pretoria<br>Dolomites<br>Black Reef | Argill-<br>aceous<br>Lomagundi {<br>Aren-<br>aceous | Bwana-<br>Mkubwa {<br>Upper<br>Middle<br>Lower | (Great<br>Unconformity)<br>Muva-Ankolean | (Great<br>Unconformity)  | (Bunyoro Series)<br>(Unconformity)<br>Karagwe-Ankolean | Système<br>Schisto-<br>Dolomitique |
| Ventersdorp                                                        | Deweras {<br>Upper<br>Lower                         | Muva-Congl. & Qtzite.<br>Rufunsa Volcanics     | Kavironidian<br>Nyanzian                 | Kavironidian<br>Nyanzian | Samia<br>Bulugwe                                       | Système des<br>Kibaras             |
| Witwatersrand                                                      | (Great<br>Unconformity)                             | (Great<br>Unconformity)                        | (Great<br>Unconformity)                  | (Great<br>Unconformity)  | Toro                                                   | (Unconformity)                     |
| Swaziland System                                                   | Basement Schists                                    | Lower Basement                                 | Basement System                          | Basement                 | Basement                                               | Complexe de Base                   |

period of denudation that took place in East Africa before the deposition of the next system, the Bukoban.

Southern Rhodesian geologists have already worked out a correlation between the formations in their territory and those of the Union of South Africa. So far as is known at present the Northern Rhodesia facies help to confirm such correlation. The Rufunsa Volcanics and the Muva are of Ventersdorp age, the Bwana Mkubwa is equivalent to the Transvaal System and the Kundelungu to the Waterberg.

The basalts which occur in the Upper Bwana Mkubwa and the numerous gabbroid intrusions which penetrate the Lusaka limestones together with the Luapula porphyries may have some relationship with the intrusion of the Bushveld Igneous Complex and the Great Dyke of Southern Rhodesia which are of Rooiberg age, at the top of the Transvaal System (Lomagundi in Southern Rhodesia).

It would appear that the Witwatersrand System does not exist in any of the territories north of the Limpopo River. If the deltaic origin of the Witwatersrand beds is allowed, then it is necessary to assume the existence of a great land mass from the erosion of which this enormous thickness of conglomerates, quartzites and shales could have been derived. The period of time occupied in its accumulating is represented in the Rhodesias by the great unconformity between the Lower and the Upper Basement Rocks. The latter includes the Deweras, Rufunsa Volcanics, Muva, and the Nyanzian. In Uganda this gap appears to be occupied by the Toro Series which lithologically resembles the Witwatersrand rocks being made up of quartzites, grits, conglomerates, and schists.

A table is appended showing a suggested correlation between the rocks of the Transvaal, Northern and Southern Rhodesia, Tanganyika, Kenya, Uganda, and the Belgian Congo. I consider that the most significant feature in the Pre-Karoo stratigraphy of South, Central, and East Africa is the period of widespread volcanic activity represented by the Ventersdorp and its equivalents. In almost every territory attempts have been made at one time or other to correlate any system which consisted mainly of quartzites, shales, and conglomerates with the Witwatersrand of the Transvaal. As can be seen from the table practically all such systems are younger than the Ventersdorp and therefore cannot be Witwatersrand. Thus South Africa's "Rand" remains unique.



# **A REVIEW OF SOME RECENT WORK IN THE RIFT VALLEYS OF KENYA**

**By R. M. SHACKLETON**

**Great Britain**

## **ABSTRACT**

The chief geological information gained during two recent expeditions to Kenya is summarized.

The Miocene sediments of Rusinga Island and the Kavirondo Gulf Rift are shown to rest upon an erosion surface which is identified with the sub-Miocene peneplain of other parts of Kenya. A higher surface represented by the even surfaces of certain residuals standing out of the Miocene sediments is identified with the Kisii Highlands peneplain regarded as of Cretaceous or Jurassic age. The Kavirondo Gulf Rift was formed by down faulting which displaced the peneplains, the Miocene sediments and the overlying volcanics. The existence of compressional structures on Rusinga is not confirmed.

In the central and southern parts of the Gregory Rift Valley, the relation of deposits containing Middle Pleistocene artifacts to the Rift Valley faulting has been investigated. It is found that movements took place intermittently, but apparently always in the same sense at any particular fault, throughout the period of eruption of the Tertiary and early Pleistocene lavas.

By the time the Middle Pleistocene beds were deposited, the greater part of the movement had been completed. Post-Acheulean movement on the Kinangop scarp fault was not confirmed. Those faults actually observed were steep, normal and antithetic, but it is not demonstrable from the evidence whether the combined effects of faulting and tilting imply an extension or reduction of the distance between the two walls. Thus the normal faulting which is the surface expression of the Rift Valley movements does not necessarily imply crustal tension.

# PRESENT STATE OF OUR KNOWLEDGE CONCERNING THE PALAEOLOGY OF THE KARROO OF PORTUGUESE AFRICA

By C. TEIXEIRA

Portugal

## ABSTRACT

The geological formations of the Karroo are represented by extensive outcrops both in Angola and in Mozambique. They include fossiliferous beds which have yielded fauna and flora of great interest, particularly as regards the succession and correlation of the deposits.

The paper contains a summary of the fossils and conclusions regarding the stratigraphical sequence.

IN both Angola and Mozambique, the Karroo formations are represented by extensive outcrops. The geological characteristics of the beds in the Portuguese territories are identical with those in the neighbouring regions.

From the very nature of the Karroo formations, fossiliferous deposits are nearly always rare, which renders difficult, as is well known, the correlation of the several outcrops.

In the Karroo of Portuguese Africa but few fossiliferous beds have until now been found. Nevertheless there are some, and these have marked geological and palaeontological interest.

As regards Mozambique, the fossiliferous beds of the Zambesian Karroo have long been known, particularly those in the Tete region. They are chiefly characterized by fossil plants, and so far a species of *Estheria* remains the only animal recorded.

The first palaeontological references to the Karroo of Tete are due to R. Zeiller, who studied a collection of fossil plants accumulated in 1881 by Lapierre from the beds of Moatise (Tete). Not a little surprised, Zeiller found that the forms which Lapierre had sent him did not differ from those of some coal-basins of Europe. In fact, the flora described by that palaeontologist comprised *Pecopteris arborescens* Schloth., *P. Cyathea* Schloth., *P. unita* Brongn., *P. polymorpha* Brongn., *Callipteridium ovatum* Brongn., *Allethopteris Grandini* Brongn., *Annularia stellata* Schloth., *Sphenophyllum oblongifolium* Germar and Kaulf., *S. majus* Brongn., *Cordaites borassifolius* Sternb., and *Calamodendron cruciatum* Sternb.; it was therefore compared with the flora of the Loire and Grande Combe coal-basins.

In 1912 W. Gothan attributed Zeiller's conclusions to a mistake, suggesting that the true fossils from Tete had miscarried, and that the collection sent to Zeiller had come from the Carboniferous of St. Etienne. As a proof that the flora from that geological formation of Tete did not differ from that of the Karroo System of the rest of Africa, the same author published, two years later, a study of a series of fossils then in the Natural History Museum of Berlin, which had been collected by Wiese in the Tete region. These fossils comprised only the species *Glossopteris indica* Schimper, *Gl. cf. Browniana* and *Gl. Brancai* Gothan. Later, in 1922, besides the three above-mentioned species, R. Anthoine and J. Dubois reported the occurrence in the Zambesian Karroo of *Schizoneura africana*, *Sphenopteris lobifolia*, *Vertebraria* and *Radicitis*.

From the same outcrop, I had the opportunity of describing, in 1943, together with the plants *Glossopteris Browniana*, *Gl. indica*, *Sphenopteris* sp. and *Schizoneura*, the first animals recorded in this outcrop—*Estheria borgesii* Teixeira.

A little later, in 1946, I studied a new collection of fossils from the Zambesian Karroo, among which I recognized *Glossopteris Browniana*, *Gl. indica*, *Gangamopteris cyclopteroides*, *Noeggerathiopsis* sp., *Schizoneura* sp., *Sphenophyllum Thoni*, *S. oblongifolium*, *S. speciosum*, *Asterotheca* sp., *Sphenopteris* cf. *alata*, *Sigillaria?* sp.—i.e. a flora in which there appear, side by side, Gondwanian and Euro-American species.

In addition, I was able to examine the specimens studied by Zeiller, kept in the Museum of the École des Mines of Paris. Among them I recorded the occurrence, not reported by Zeiller, of *Pecopteris lepidorachis* and *Annularia sphenophylloides*; on the other hand, I found that some of the determinations of that distinguished palaeontologist cannot be vouched for, owing to the bad state of preservation of the fossils. Not a single trace of *Glossopteris* is to be seen in the suite; and the matrix, furthermore, is rather different from those which usually contain the fossils from Tete.

The exact provenance of those fossils remains a mystery, and the best plan, therefore, will be to leave them aside. Thus the species until now positively recognized in the Karroo of the Tete area constitute the following assemblage:—

*Glossopteris Browniana*, *Glossopteris indica*, *Glossopteris Brancai*, *Gangamopteris cyclopteroides*, *Schizoneura africana*, *Noeggerathiopsis* sp., *Sphenopteris lobifolia*, *Sphenopteris* cf. *alata*, *Sphenophyllum Thoni*, *Sphenophyllum oblongifolium*, *Sphenophyllum speciosum*, *Asterotheca* sp., *Sigillaria?* sp., *Estheria borgesii*.

Du Toit mentions, moreover, the occurrence in the Tete formations of *Gl. angustifolia*, *Gl. retifera* and *Gl. ampla*.

It is clearly a flora of the same type as that of Wankie, described by Walton in 1929. The Zambesian formations characterized by this floral assemblage must be paralleled to those of the Upper Wankie Sandstones of Southern Rhodesia, i.e. they must be located in the upper part of the Eccia Series or in the lower part of the Beaufort Series.

With regard to the correlation of the Zambesian beds with European formations, they are referable, consequently, to the Lower Permian.

This association of plants of the nordic flora with plants of the austral continent, an association which is also known to occur in South America, does not favour the hypothesis of the isolation of Gondwanaland and leads to the assumption of connections with the northern regions.

On the other hand, it is obvious that there is no serious foundation to the correlation of the two types of flora with climatic differences. The *Glossopteris* flora is regarded as suggesting a temperate climate; and on the contrary, the *Pecopteris* and *Sphenophyllum* flora is held as characteristic of a wet and warm climate, distinctly equatorial. The occurrence side by side of these two types of flora shows that they have developed under identical climatic conditions.

In the region of the Lebombo Mountains there occur fossiliferous sandstones, belonging to the last part of the Karroo System or to the early part of the Lias. From this formation plants such as *Otozamites* cf. *Bechei* (Brongn.) and *Pagiophyllum* sp. are recorded; also one phyllopod, *Palaeosteria lebombensis* Rennie, and two molluscs, *Unio andradei* Rennie and *Viviparus* sp.

In the Karroo beds of Angola fossil plants are rare; the most noteworthy fossils until now recorded are fishes and phyllopods.

In the Lunda formations C. Freire de Andrade has recently found some fossil plants, among which are impressions of *Neuropteridium* (*Gondwanidium*) *validum* Feist., and possibly some remains of *Noeggerathiopsis*. The former, occurring in other African formations, in India and in South America, is regarded as a characteristic plant of the Eccia Series. This circumstance, the lithological character of the deposits, and the position in which they lie, constitute convergent data leading us to include this fossiliferous formation in the Lutôe Series, the equivalent of which, in Belgian Congo, is the Lukuga Series.

The fossil animals were found in the area of Cassanje, some of them from the strata which crop



out on the scarp of Quela, others from the Lutôe anticline; they were all collected by Fernando Mouta. This Lutôe fauna comprises phyllopods and fishes; among the former, I mention *Estheria anchietae* Teix. and an unclassified form.

The fishes include a species of *Ceratodus*, *C. angolensis* Teix., a holostean, *Angolaichthys lerichei* Teix., showing affinities with *Paracentrophorus madagascariensis* Piveteau; also a sub-holostean, *Perleidus lutoensis* Teix., related to *Perleidus madagascariensis* Piveteau; one chondrosteian, *Elonichthys moutae* Teix., and a species of *Hybodus*.

The Lutôe fauna exhibits, therefore, that character of transition peculiar to the faunas of the Upper Permian and of the earliest part of the Trias, and the chief resemblances are with more or less contemporary forms from Madagascar.

The fossiliferous beds of Lutôe form the basement of the Cassanje stage; they must be localized in the lower part of the Trias or in the highest part of the Permian, for they correspond, in my opinion, to the boundary between the middle and lower stages of the Beaufort Series.

From the Quela formations only phyllopods are known. The predominant species is *Estheria mangliensis* Jones, sometimes entirely covering the rock. Together with it there occur some rare specimens of *Estheriella moutae* Leriche, a species with certain resemblances to *E. costata* Weiss, but with valves of a sub-quadrate shape.

The abundance of *Estheria mangliensis*, with a distribution area embracing the Karroo of India, Africa and South America, and the occurrence of *Estheriella*, a genus which seems to have become extinct with the Buntsandstein, led me to compare the fossiliferous formations of Quela, which constitute the top of the Cassanje stage, with the middle stage of the Beaufort Series, i.e. with the lower Trias. In Belgian Congo equivalent deposits are known.

In conclusion, it may be asserted that, although the palaeontological types from the Karroo System of Portuguese Africa do not diverge essentially from those of equivalent formations of other African or extra-African regions, the species recorded, besides the interest they offer from the stratigraphical viewpoint, are particularly valuable in their biological and palaeogeographical aspects, since they provide important data for the study and understanding of the correlations between the southern lands and other regions of the earth during the Permo-Triassic age.

## REFERENCES

- DE ANDRADE, C. FREIRE. 1929. *Esboço geológico da Província de Moçambique*. Lisboa.  
 ———— 1948. Breve noticia sobre um afloramento do Karroo inferior do nordeste de Angola (Lunda). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, fasc. 1-2.
- ANTHOINE, R., et DUBOIS, J. 1922. Les grandes lignes de la géologie du Bassin du Zambèze dans l'Est Africain Portugais. *Comptes Rendus, 13th Session Int. Geol. Cong.*, Bruxelles.
- BORGES, A. 1946. Os depósitos do Karroo no distrito de Tete. *Mem. e Comun. dos Serviços de Indústria, Minas e Geologia da Col. de Moçambique. Série de Geologia e Minas*, Bol. no. 8. Lourenço Marques.
- CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J., et MORTELMANS, G. 1946. État actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo Belge. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda-Urundi*, no. 2, fasc. 2.
- GOTHAN, W. 1912. Bemerkungen zur fossilen Flora des Tetebeckens (Zambesi). *Palaeobotanische Zeitschrift*, 1, 1. Berlin.
- 1914. Die fossile Flora des Tetebeckens am Zambesi. *Branca-Festschrift*.
- LERICHE, M. 1932. Sur les premiers fossiles découverts au Nord de l'Angola, dans le prolongement des couches du Lubilash. *Comptes Rendus Acad. Sci.*, 195.
- MOUTA, F. 1933. Les couches à *Estheria mangliensis* Jones du Nord de l'Angola. *Bol. Mus. Min. e Geol. Univ. Lisboa*, no. 2.
- e O'DONNELL, H. 1933. *Carte géologique de l'Angola* (notice explicative). Lisbonne.
- RENNIE, J. V. L. 1937. Fósseis da formação vulcânica dos libombos. *Mem. e Comun. dos Serviços de Indústria, Minas e Geologia da Col. de Moçambique. Série de Geologia e Minas*, Bol. no. 1. Lourenço Marques.

TEXEIRA: KAROO PALAEONTOLOGY, PORTUGUESE AFRICA

- TEXEIRA, C. 1943. Notas para o estudo do Karroo da região de Tete, na Africa Oriental Portuguesa. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 2, fasc. 1.
- 1943. Sur l'*Estheria Borgesi*, nouvelle espèce du Karroo du Mozambique portugais. *Comptes Rendus Somm. Soc. Géol. Fr.*, nos. 1, 2, 3.
- 1946. Sur la flore fossile du Karroo de Zambésie (Mozambique). *Comptes Rendus Somm. Soc. Géol. Fr.*, no. 4, Nov.
- 1947. État actuel de nos connaissances sur la Paléontologie du Karroo de l'Angola. *Brotéria, Sér. Ciencias Nat.*, 16, (43), fasc. 1-2.
- 1948. Os peixes do género *Angolaichthys*. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, fasc. 1-2.
- 1948. Fósseis vegetais do Karroo de Angola. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, fasc. 1-2.
- 1948. Acerca de um sub-holósteo do Karroo de Angola. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, fasc. 3.
- 1948. Elonichthyidae do Karroo de Angola. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, fasc. 3.
- (In press). Acerca dos filópodes fósseis do Karroo de Angola.
- (In press). Sobre a flora fóssil do Karroo da região de Tete, na Zambesia.
- (In press). Nota sobre a *Estheria Anchietae* Teix. do Karroo do Lutôe (Angola).
- DU TOIT, A. 1939. *Geology of South Africa*. 2nd Edit. Edinburgh.
- VEATCH, A. C. 1935. Evolution of the Congo Basin. *Mem. Geol. Soc. Amer.*
- WALTON, J. 1929. The fossil flora of the Karroo System in the Wankie District, Southern Rhodesia. *Bull. Geol. Surv. S. Rhod.*, no. 15.
- ZEILLER, R. 1883. Note sur la flore du bassin houiller de Tete (Région du Zambèze). *Ann. des Mines*.

# IL GIACIMENTO DI STAGNO DI MAGIAJAN (MIGIURTINIA: SOMALIA SETTENTRIONALE)

Per L. USONI

Italy

## RIASSUNTO

Uno dei risultati di maggior rilievo conseguito nel grande lavoro di esplorazione mineraria svolto dall'Italia nell'Africa Orientale fra il 1936 ed il 1940, è quello della scoperta del giacimento stannifero di Magiajan.

Questa località si trova nella Migiurtinia, cioè nella regione più settentrionale della Somalia Italiana, verso l'estremità occidentale della catena montuosa dell'Ahl Medò.

La zona è costituita da scisti cristallini antichi intersecati in ogni direzione da dicchi di pegmatite e da filoni quarzosi. E' in alcuni di questi dicchi e filoni che è stata riscontrata la presenza di cassiterite.

I dicchi pegmatitici con mineralizzazione stannifera degna di rilievo sono cinque; la loro estensione in direzione è dell'ordine di alcune centinaia di metri e di alcuni decimetri è la loro potenza. Essi sono costituiti da quarzo e muscovite, con feldspato subordinato. La mineralizzazione non è uniforme, ma limitata a colonne di arricchimento nelle quali il tenore in stagno supera talora il 4-5 per cento.

I filoni quarzosi sono diverse decine, ma di dimensioni molto più piccole rispetto ai dicchi pegmatitici e minore ricchezza in cassiterite. Essi sono costituiti da quarzo e poca muscovite, mentre alla cassiterite si aggiungono talora altri minerali metallici, come la pirite, la calcopirite, la blenda e la molibdenite.

**U**NO dei risultati di maggior rilievo conseguiti nel grande lavoro di esplorazione mineraria svolto dall'Italia nell'Africa Orientale fra il 1936 ed il 1940, è quello della scoperta del giacimento stannifero di Magiajan nella Migiurtinia, ossia nella regione più settentrionale della Somalia Italiana.

Tale scoperta, avvenuta nel 1938, si deve, in particolare, alla Compagnia Mineraria Etiopica (Comina).

La zona mineraria di Magiajan, estesa su circa 20 chilometri quadrati e collegata con Bender Cassim da una strada ordinaria di circa 48 chilometri, è situata verso l'estremità occidentale della catena montuosa dell'Ahl Medò, "la catena nera," a quota 200 m. in media sul mare, dal quale dista una ventina di chilometri. In particolare, essa è limitata ad Est dal M. Avel Garure, ad Ovest dalle pendici orientali del M. Eridove, che segue il confine con la Somalia Britannica, a Sud dalla catena dell'Ahl Medò ed a Nord da una serie di colline allungata in direzione E.-O. ed interrotta ad occidente da un ampio uadi il cui corso scende verso la zona alluvionale di Hedi, presso Bender Ziada, sulla costa.

Morfologicamente di tipo collinoso, essa è praticamente priva di vegetazione e caratterizzata da un clima caldo, arido, con temperature che raggiungono il massimo durante la stagione cosiddetta "Afforad" e che va dal giugno a tutto l'agosto.

Geologicamente essa è rappresentata da una finestra del cristallino costituente l'imbasamento della regione etiopica, contornata da terreni sedimentari del Mesozoico medio-superiore e del Cenozoico inferiore formanti i circostanti rilievi montuosi.

Gli scisti cristallini affioranti, con forte inclinazione, in direzione prevalente N.-S., sono attraversati in ogni senso da dicchi di pegmatite e da filoni di quarzo in alcuni dei quali è stata riscontrata la mineralizzazione cassiteritica.

In particolare si è rivelata di maggiore interesse una zona della superficie di 3 kmq. circa, in cui sono stati identificati 2 sistemi filoniani abbastanza distinti fra di loro, uno costituito da dicchi di pegmatite, l'altro rappresentato da un fascio di filoncelli di quarzo, ambedue mineralizzati da cassiterite.

(1) Il sistema filoniano pegmatitico (v. Fig. 1) comprende 5 dicchi, distinti coi nomi di Filone Est,



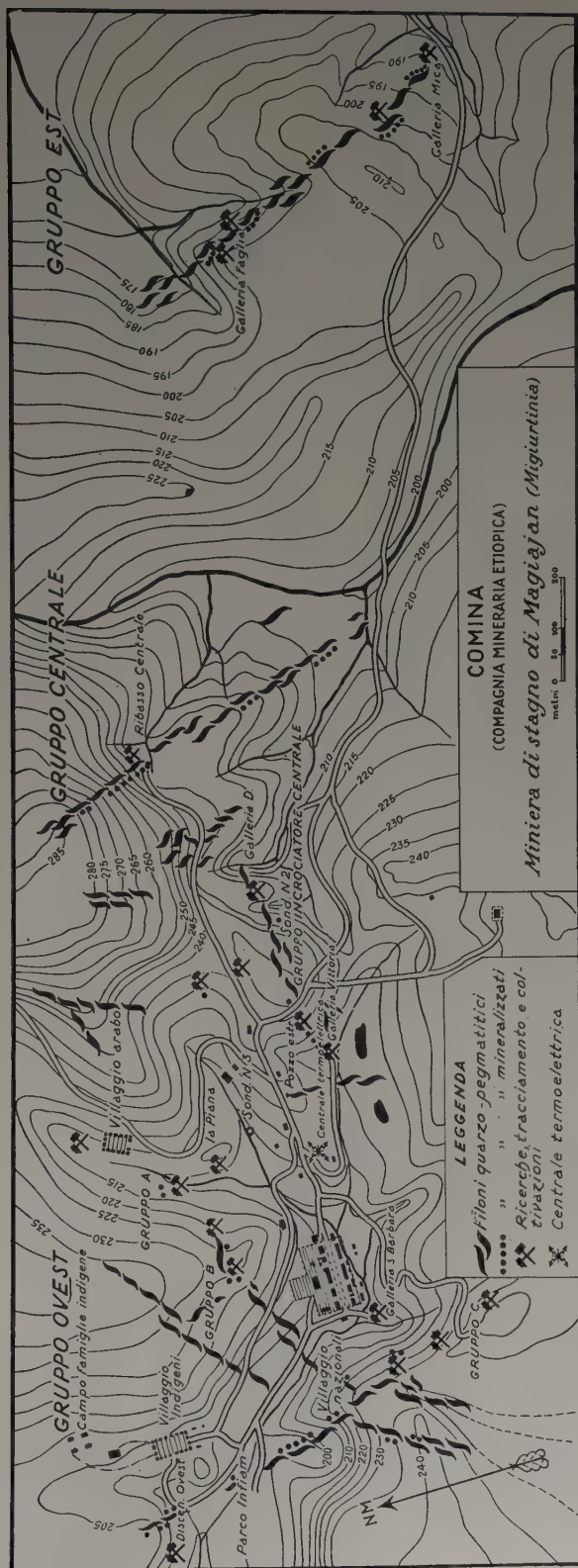


FIG. 1.

Filone Centrale, Filone Ovest, Filone Incrociatore Centrale e Filone Incrociatore Nord. I primi tre sono diretti N.-S. con pendenza di 50-70° verso Est o verso Ovest; gli ultimi due sono invece diretti da E.N.E. ad O.S.O. con pendenza di 70° a S.S.E. La potenza di questi dicchi è variabile, oscillando fra i 20 e 90 centimetri. La pegmatite è costituita da quarzo e muscovite con feldspato subordinato. La mica è in genere uniformemente diffusa nella massa degli altri minerali; nelle zone però mineralizzate da cassiterite essa, unitamente al minerale stannifero, si localizza di preferenza presso le salbande. La cassiterite è in cristalli isolati o aggruppamenti di cristalli formanti noduli di diversa grossezza sino a quella di un pugno e più. In qualche caso sono state trovate concentrazioni anche più vistose, in forma di vene irregolari, sempre facenti parte della roccia pegmatitica.

La mineralizzazione non è uniformemente ripartita nella massa filoniana, ma è limitata a colonne di arricchimento che risultano più o meno inclinate rispetto alla linea di massima pendenza, e separate fra loro da zone del tutto sterili o praticamente tali. Da notare che sono considerate colonne ricche quelle in cui il tenore in stagno supera il 4-5 per cento; però sono ritenute economicamente coltivabili zone di qualche entità con minerale a tenore medio in Sn dell'1 per cento.

Gli scisti in cui questi filoni sono racchiusi, si presentano presso il contatto eccezionalmente duri per intensa silicizzazione.

Dei 5 dicchi pegmatitici sono risultati a mineralizzazione buona o discreta soltanto due, fra cui l'“Incrociatore Centrale,” nel quale è stata incontrata una zona ricca con tenore medio del 5% in Sn, e punte sino al 10-20 per cento.

Il “Filone Est”, il cui affioramento si estende per alcune centinaia di metri in direzione N.-S., con pendenza di 70° ad Est, ha una potenza media di 70-80 cm. Esso è scarsamente mineralizzato. In una zona di arricchimento, nella quale è stata scavata una breve discenderia, è stato riscontrato un tenore del 3-4 per cento in stagno. Tenori molto più bassi sono stati invece rilevati negli altri lavori: e cioè in una galleria di direzione della lunghezza di oltre 40 m. e in un traverso banco di circa 8 metri.

Il “Filone Centrale”, affiorante anch'esso per alcune centinaia di metri e fiancheggiato da dicchi pegmatitici di minore importanza, è parallelo al “Filone Est”. I lavori, consistenti essenzialmente in una galleria di direzione dello sviluppo di circa 20 m., non hanno incontrato alcuna importante concentrazione metallifera.

Il “Filone Ovest”, diretto anch'esso N.-S., con pendenza di 50° ad Ovest, ha una potenza compresa fra i 30 e i 50 centimetri. La cassiterite trovasi in esso prevalentemente diffusa e nel complesso in modo tenue. I lavori di ricerca consistono principalmente in una discenderia della lunghezza di 55 m. nel filone, dal cui fondo si staccano 2 brevi tronchi di galleria in direzione.

Il “Filone Incrociatore Centrale”, che affiora per oltre 700 metri, ha una potenza compresa fra i 60 e i 90 centimetri. La sua direzione è N. 95°O., con pendenza di 70° circa a S.S.E. Per effetto di una faglia con rigetto orizzontale di una diecina di metri (secondo l'orizzontale), esso è interrotto e diviso in due parti. La mineralizzazione presenta colonne di arricchimento e zone completamente sterili. Da notare la presenza, in una zona del giacimento attraversata in profondità, di pirite e di blenda. I lavori eseguiti consistono in due gallerie in direzione, in un pozzetto verticale, in una discenderia e alcune trincee; il tutto per uno sviluppo di varie centinaia di metri.

Il “Filone Incrociatore Nord” affiora, in direzione N.N.E.-S.S.O. e pendenza di 70° circa ad E.S.S., per circa 600 m., sempre negli scisti. La sua potenza media è di 50 cm.; la mineralizzazione scarsissima e sporadica. Nessun lavoro è stato eseguito in profondità.

(2) *Il sistema filoniano quarzoso* comprende 4 gruppi di filoni distinti coi nomi di Gruppo A, Gruppo B, Gruppo C e Gruppo D, ciascun gruppo essendo costituito da filoncelli pressochè isorientati e vicini fra di loro, o susseguentisi in un medesimo allineamento.

Al quarzo, costituente fondamentale di questi filoni, si accompagna generalmente la mica bianca (in qualche caso anche la mica verde, fuchsitica), generalmente localizzata presso le salbande, ove talora costituisce uno straterello continuo di un centimetro di spessore in media. La cassiterite, che si accompagna di frequente alla mica, è generalmente diffusa in grani di grossezza diversa, e solo in qualche caso forma masserelle irregolari o grossolanamente lenticolari. La sua distribuzione è lungi

dall'essere uniforme nella massa filoniana, ma si verificano anche qui variazioni di concentrazioni da zona a zona di uno stesso filone. Spesso in questi filoni, in prossimità delle salbande, la cassiterite costituisce venule ripetute e fra loro parallele, in modo da conferire al minerale un aspetto zonato.

I filoni del "Gruppo A," in numero di 6, misurano in superficie una lunghezza di pochi metri. Pressochè paralleli fra loro, essi presentano una direzione Est-Ovest, pendenza elevata ed immersione a Sud. La loro potenza oscilla tra i dieci ed i quaranta centimetri.

Di questo gruppo, il filone che si è rivelato importante è l'A/2, in cui sono state scavate una discenderia della lunghezza di circa 24 m. con la quale è stata messa in evidenza una buona mineralizzazione, con cassiterite di frequente in cristalli geminati.

Lavori di minore importanza sono stati eseguiti nel filone A/3.

Il "Gruppo B" comprende alcune sottili vene di quarzo (10-15 cm. di spessore) esplorate solo con trincee. La mineralizzazione è tenue ed irregolare.

Il "Gruppo C" è rappresentato da 10 vene quarzose di potenza compresa tra i 10 e i 35 centimetri, la loro direzione è "grosso modo" Est-Ovest, con pendenza di una settantina di gradi in media a Sud. La mineralizzazione non è continua ma presenta colonne di arricchimento generalmente in corrispondenza degli ingrossamenti dei filoni. Frequente nel minerale la struttura zonata sopra ricordata. Tenori in stagno variabili da filone a filone e nello stesso filone.

I lavori qui eseguiti consistono in trincee scavate in corrispondenza degli affioramenti dei vari filoni. Solo il filone C/3 è stato oggetto di lavori profondi, rappresentati da una discenderia lunga una trentina di metri e da una galleria in direzione comunicante col fondo della discenderia, lunga 190 metri. Inoltre, al fine di accertare la continuazione dei filoni in profondità, fu eseguita una trivellazione con sonda a corona di diamanti e circolazione d'acqua. Tale sondaggio, avente una inclinazione di 70° e diretto verso Nord (in senso, cioè, contrario alla immersione dei filoncelli di questo gruppo) raggiunse la profondità di m. 262,80.

Alla progressiva di m. 15 esso incontrò la vena C/4 avente ivi lo spessore di pochi centimetri, ma ben mineralizzata; alla progressiva di m. 48,5 la vena C/3, molto sottile e sterile; a quella di m. 115,2 vene quarzose pure sterili e alla progressiva 245, la vena C/2, di circa un decimetro di spessore, ma anch'essa non mineralizzata.

Tre sondaggi sono stati ancora eseguiti in altri punti di questa zona, della profondità di 200-300 metri ciascuno e con uno sviluppo complessivo di 750 metri.

Il "Gruppo D" comprende 5 vene quarzose aventi direzione Est-Ovest, potenza media di 15 cm. ciascuna e buona mineralizzazione. I lavori eseguiti sono limitati a modesti scavi superficiali.

La Comina, oltre ai lavori di ricerca, predispose e dette anche inizio a lavori per lo sfruttamento del giacimento scavando, fra l'altro, un pozzo principale di estrazione della profondità di 75 m. situato pressochè al centro della zona mineraria, e, dipartentisi da questo, due gallerie in traverso banco, l'una verso Nord e l'altra verso Sud, per uno sviluppo complessivo di oltre 150 metri. Con queste due gallerie è stata esplorata una buona parte della zona mineralizzata e si è potuto constatare la continuazione in profondità di questa e la comparsa di solfuri, e cioè di calcopirite e molibdenite, oltre alla blenda e alla pirite sopra citate.

Complessivamente, sino ai primi mesi del 1941 (epoca in cui la zona fu dovuta abbandonare in seguito agli eventi bellici) furono scavati 500 m. circa fra pozzetti e discenderie, 600 m. di gallerie, 75 metri del pozzo principale di estrazione e 950 m. di sondaggi. In questi lavori furono incontrate notevoli difficoltà, oltre che per l'irregolare andamento delle vene metallifere interessate fra l'altro spesso da faglie, anche per l'abbondanza d'acqua trovata ovunque a circa 30 m. dalla superficie.

Per i servizi della miniera (compressione, ventilazione, eduazione, estrazione, laveria, ecc.) fu dovuta installare una centrale termoelettrica, costituita di due gruppi elettrogeni per una potenza complessiva di 600 cavalli. Era poi in fase di montaggio una centrale di compressione d'aria sufficiente all'azionamento di oltre 20 martelli perforatori e pronto per l'installazione non solo un castelletto con relativo argano di estrazione e gabbie per il pozzo principale, ma anche tutto il macchinario di una laveria a carattere permanente.



Per i bisogni industriali era utilizzata l'acqua leggermente salata attinta da una sorgente (sorgente di Magiajan) scoperta ai piedi dell'Ahl Medò e condotta in miniera con tubatura metallica lunga circa km. 3,5 e della portata di litri 2,5/sec.; mentre a scopo potabile era utilizzata la così detta "Acqua Pia," attinta da una falda idrica piuttosto superficiale scoperta a 8 chilometri circa ad Est di Magiajan e ove furono effettuati lavori di drenaggio per aumentare la portata dei pozzi in essa scavati. I 100-200 mc. di acqua attinti in media giornalmente da questi pozzi erano sufficienti ai bisogni del personale addetto alla miniera, personale che, nell'ultimo anno di attività, fu rappresentato da circa 400 elementi, tra cui una sessantina di nazionali.

Come si vede a questo giacimento è stata rivolta dalla Comina un'attenzione del tutto particolare, e ciò evidentemente in seguito alla constatazione della possibilità di un conveniente sfruttamento industriale. Dai soprariportati cenni descrittivi della zona mineraria vista nel suo complesso e delle singole vene mineralizzate appare però chiaro come non siano da attendersi da questo giacimento grandi produzioni di stagno.

Comunque, anche per l'impressione riportata dallo scrivente, che ebbe a visitarlo più volte, questo giacimento è meritevole di ogni attenzione costituendo, del resto, una delle non certo numerose località stannifere del continente africano.

## I GIACIMENTI DI RAME DELL'ERITREA

Per L. USONI

Italy

### RIASSUNTO

In Eritrea si hanno numerose manifestazioni cuprifere, diverse per tipo ed entità. Quelle rivelatesi, in base agli studi e lavori di ricerca eseguiti fra il 1936 ed il 1940, come le più importanti dal punto di vista industriale sono quelle dei Monti Adak e della valle del Semait nell'Eritrea settentrionale, e di Adi Rassi nel Seraè.

I tre giacimenti differiscono nettamente fra di loro.

Infatti, il giacimento dei Monti Adak è dato da masse ad andamento filoniano costituite da epidiositi quartzitiche mineralizzate da calcosina, geniticamente legate a diabasi intruse posteriormente al corrugamento dell'imbasamento cristallino. Il tenore in rame del minerale supera anche alcune unità per cento; ma l'entità delle masse ricche è molto esigua.

Il giacimento del Semait è rappresentato invece da un vero e proprio filone essenzialmente quarzoso e da un dicco di aplite mineralizzati da carbonati e silicati di rame e con un tenore in Cu del 0,5 per cento circa. Il giacimento di Adi Rassi, infine, è costituito da scisti cristallini antichi prevalentemente cloritici ed anfibolici, derivati per dinamometamorfismo da masse gabbriiche o diabasiche. Il loro tenore medio in rame è risultato dell'1-2% ed è dato in profondità da calcopirite e, verso la superficie, da ossidi e solfuri ricchi. Le masse cuprifere sono risultate anche aurifere, con un contenuto in oro di gr. 1,4 per tonnellata.

## SU ALCUNI GIACIMENTI ALLUVIONALI AURIFERI DELL'ETIOPIA

Per L. USONI

Italy

### RIASSUNTO

Nel 1939, ad opera di una società mineraria italiana operante in Africa Orientale, la "COMINA," sono state scoperte nell'Etiopia meridionale due importanti zone alluvionali aurifere: quella di Adola e quella del fiume Acobo.

La zona aurifera di Adola, che prende nome dal più vicino villaggio indigeno, si trova nella regione dei Galla e Sidama. Solcata dai torrenti Auata e Mormora, affluenti del Dava Parma, e da vari affluenti del Garnale Doria, essa è costituita prevalentemente da scisti verdi, con frequenti vene di quarzo generalmente sterili. Le alluvioni aurifere si rinvennero lungo i predetti torrenti e loro affluenti, e sono di deposito sia recente che antico. La loro entità complessiva è dell'ordine di milioni di metri cubi, con tenori in oro aggirantisi intorno al grammo per metro cubo.

La zona aurifera dell'Acobo (subaffluente del Nilo Bianco) comprende l'alto corso del fiume e i suoi affluenti di sinistra Ciama, Gazel e Cari, i cui depositi alluvionali sono risultati generalmente auriferi. Però, mentre le alluvioni dell'Acobo sono di grande entità ma piuttosto povere in oro, quelle dei predetti affluenti costituiscono masse modeste, ma con tenori in oro elevati: con punte sino a 50-60 grammi per metro cubo.

## LES LIMITES ET LES CORRÉLATIONS DU QUATERNAIRE AFRICAÏN

Par C. ARAMBOURG

France

### RÉSUMÉ

(See also Part XI for the full text of this paper)

L'auteur tenant compte de la classification du Quaternaire africain adoptée en 1947 par le Congrès de Nairobi, indique que l'étude des faunes fossiles des gisements nord-africains permet d'établir certaines corrélations stratigraphiques entre les deux régions.

Un niveau repère, très important parce qu'il s'étend à tout le bassin méditerranéen est fourni par les couches rouges éluvienne à industrie. Levalloiso-moustérienne postérieures à la dernière plage soulevée de la mer à *Strombus bubonius*, et contemporaines de la régression marine Würmienne; elles correspondent au dernier grand Pluvial et équivalent au début du Gamblien. Certains autres termes du Quaternaire africain sont représentés par divers gisements: ceux de Palikao et du Lac Karâr correspondent au sommet du Kamasien inférieur; celui de Tihodaine (Sahara) au Kamasien supérieur. La série des grès sublittoraux du Maroc avec le poudingue de base à *Archidiskodon* cf. *recki* englobe tout le Kamasien. D'autre part l'étude des gisements Villafranchiens Constantinois poursuivie par l'auteur depuis plusieurs années, lui a montré qu'ils équivalaient, par leur faune, à ceux du Kaguérien dont ils renferment l'association caractéristique: *Anancus*, *Elephas* cf. *planifrons*, *Stylohipparion*, *Lybitherium* etc., et devaient, par conséquent être intégrés à la base du Pléistocène; leur équivalence stratigraphique avec ceux du Villafranchien d'Europe justifie l'opinion de Haug, faisant débiter le Quaternaire avec l'apparition des genres modernes *Bos*, *Equus*, et *Elephas*.

## **LOWER LIMIT OF THE PLEISTOCENE IN AFRICA**

**By L. S. B. LEAKEY**

**Kenya**

### **ABSTRACT**

(See also Part XI for the full text of this paper)

With the great increase of research all over the African Continent on the problems of the Stone Age in relation to geology and to fossil fauna, the need to have a clear definition of the Plio-Pleistocene boundary becomes urgent. Workers in different parts of the Continent are using different criteria, resulting in considerable confusion. A clear definition is also needed in order to make correlation between Africa and different parts of the world feasible. In Africa the problem is complicated by the fact that many mammalian genera normally regarded as typical of the Pliocene survived well into the Pleistocene.

The first Pan-African Congress on Prehistory in January, 1947, resolved, on the advice of its Geological Committee, to use the terms Kageran, Kamasian and Gambian to represent the Lower, Middle and Upper divisions of the Pleistocene, with the beginning of the Kageran period representing the Plio-Pleistocene boundary.

It is suggested that the Kamasian should be divided, and the Upper Kamasian given a distinctive name; the reasons for this suggested division are both geological and faunal.

The mammalian fauna of the Kageran in East Africa seems to correspond broadly with that of the Villafranchian in North Africa and Europe. It includes many genera which might normally be regarded as Pliocene, but also contains more evolved genera, including true elephants. It is therefore suggested that the Villafranchian of Europe and North Africa be regarded as the equivalent of the Kageran in East, Central and South Africa; and that the Villafranchian be regarded as the first stage of the Pleistocene, with the Plio-Pleistocene boundary immediately anterior to it.

## **THE MPANDA MINERAL FIELD OF WESTERN TANGANYIKA**

**By J. de La VALLÉE POUSSIN and R. B. McCONNELL**

**Tanganyika**

### **ABSTRACT**

(See also Part VII for the full text of this paper)

The Mpanda Mineral Field was discovered in 1936 but its remote situation and the shortage of materials since 1940 have delayed its development. The mineral assemblage is galena, chalcopyrite, pyrite, etc., with values in gold and silver: the gangue is quartz and siderite. Zinc and arsenic are absent; tungsten minerals occur in a restricted area. The mineralization is of mesothermal type throughout and reefs occur both in shear zones and true fissures; rich placer gold is won from streams crossing the reefs. The field is located in Archaean rocks and is related to an alaskitic granite of late Archaean age.

Exploration is not far enough advanced for the full potentiality of the field to be assessed: reserves can be estimated for the Mukwanoa ore body alone.



## Central Africa

# CONTRIBUTION TO THE GEOLOGY OF NORTHERN LUNDA - ANGOLA

By C. FREIRE de ANDRADE

Portugal

### ABSTRACT

In this part of the country important diamond workings in alluvial gravels are in progress.

Most of the area is included in the northern limit of the Lunda peneplane, at the transition zone between the high altitudes and the lower altitudes of the Congo basin and its tributaries. The remains of the peneplane are covered by Kalahari sands; but the region is deeply eroded and it is possible to examine the older formations in the river beds.

Much of the eroded ground is occupied by rocks of the Basement Complex, granite and gneiss and other metamorphic rocks. But there are also extensive outcrops of rocks belonging to the Kibara System. Other formations are also found, protected from erosion by graben structures; some of them are younger than the Kibara System but older than the Karroo. Rocks belonging to the Lower and Upper Karroo also crop out, the Lutôe Series in one small area, and the Lunda Series in the headwaters of several water courses.

Old diamond-bearing gravel sheets of "dry river" type, and other ancient gravels formed by the erosion of those sheets are found. They show several successive concentrations by which payable deposits have been produced.

In recent times, rivers have cut through these old deposits and produced new alluvial gravels which are also diamond-bearing.

At the end of 1948 several samples of new outcrops of the "first old gravel formations," discovered by the author in 1946, were examined at home. Some of them seem to show that beds of the formation belong to the Lunda Stage of the Karroo System. No fossils were found and further investigation seems to be necessary.

**I**N this part of the country important diamond workings in alluvial gravels have been in progress since 1917. The diamond field is part of a larger area in the hydrographic basin of Cassai which extends to the north into the Belgian Congo near the frontier.

Since P. F. Beetz visited this region in 1930 no geologist has had the opportunity of examining the deposits. They have recently been opened up on a much larger scale than before. In 1945-46 I had the pleasure of studying all the most interesting mines in exploitation, and of mapping the geological features of the better known area. Most of this area is included in the northern limit of the Lunda peneplane, just at the transition zone from the high to the low altitudes of the river Zaire (Congo) basin and its tributaries. The remains of the Lunda peneplane form extensive plains covered by detrital deposits of Kalahari sands. Yet the relief is well marked and the region is deeply eroded, which makes it possible to find numerous outcrops of the older formations in the river beds and in other places where the country is hilly.

The mapped region lies between latitudes  $7^{\circ}20'$  and  $8^{\circ}10'$  South and meridians  $21^{\circ}5'$  and  $21^{\circ}30'$  East of Greenwich, and was studied in particular detail between the Chiumbe and Luembe rivers.

Most of the rock formations belong to the Basement Complex, which can be divided into Lower and Upper Systems.

The Lower System was found outcropping in several places in the Maludi region and upper Luana River. Gneiss and amphibolites predominate. Numerous granite and porphyritic intrusions were found in this system, chiefly in the River Chiumbe in the south, and are known to continue on both

# PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

margins up to the frontier, being also found at Cassanguidi, crossing to the right bank of Luembe River, and covering a great part of this region towards the northern frontier east of Luembe.

The Upper System was found to outcrop in the hilly part of Cossa region, on the left bank of

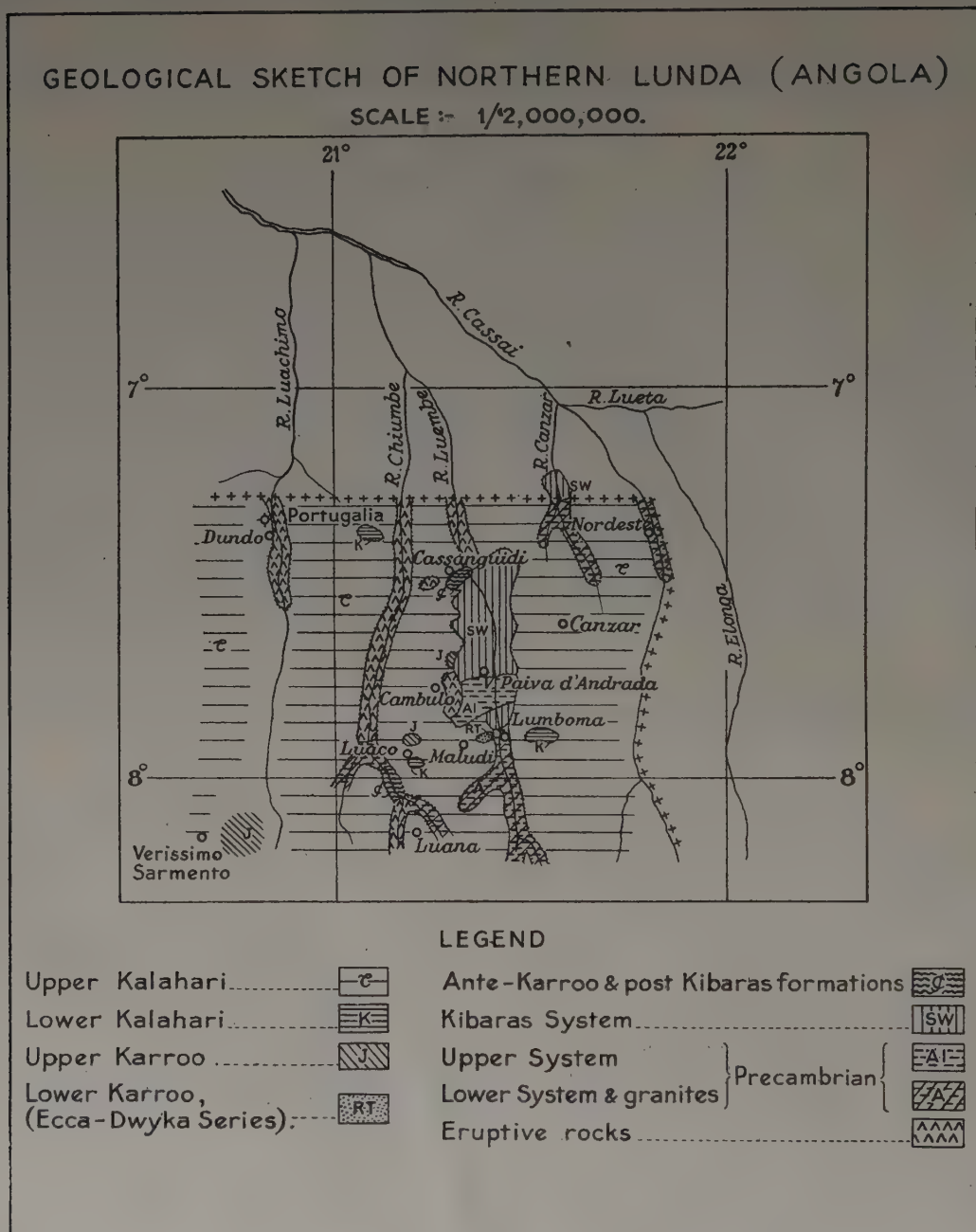


FIG. 1.

Luembe River; and also on its right bank and farther east until the rocks are covered up by detrital arenaceous surface deposits. The following rock types were found: gneiss, haematite-schists, phyllites, quartzites, amphibolite schists, mica-schists and chloritic schists. Numerous granite and

porphyritic injections were found in this system; some of them contain blue quartz due to minute inclusions. This system is not seen to the west or east of the neighbourhood of the Luembe River, on account of superficial deposits; to the north an important fault seen at Camule Creek, and in the south a "graben" structure, put this system in contact with the Kibara System, so that there is no contact with the outcrop of the Lower System some kilometres further south.

The Lower System has a higher degree of metamorphism than the Upper; and its crystallization is such that folding is no longer discernible, while in the Upper System it was apparent in several places.

North of the Camule Creek fault a large outcrop of Kibara System is found on both banks of the Luembe River, running north up to Camaungo Creek, 5 or 4 kilometres south of Cassanguidi; on the right bank the outcrop extends for some kilometres still further north, and is finally covered by superficial deposits. It is believed that rocks of this system occur near the frontier and at Louise, in the Belgian Congo.

Two smaller outcrops were found in the south, one in Luembe River, near the former site of Lumboma Post, and the other south of Chissanguidi West Creek.

The Angola Kibara System has similar features to that found in the Belgian Congo, especially in the Kibara Mountains, and may be divided into two series, which can be compared with those proposed by M. Robert (1946) and others. The Lower Series is highly metamorphosed at the base; the rocks are micaceous schists, amphibolites, quartzitic schists, argillaceous schists, black, fine-grained quartzites, amphibolite gneiss, haematite-schists and carbonaceous schists. They are frequently more metamorphosed near the contact with the granite injections. They are overlain by a thick, massive quartzite formation, very hard and usually white in colour; its outcrops form hillocks which are a well known feature of this part of the country. At the top of the Lower Series is a thick much-folded formation, of greyish coloured phyllites, which change to brick-red colour when altered. This alteration gives to most outcrops the usual red colour so characteristic of the African landscape.

The Upper Series has a more detrital facies. At its base is a conglomeratic schist which laterally changes to a true conglomerate and grit. To the north-east these rocks become harder and their outcrops form hills on both banks of the Luembe River. The top beds of this Series are formed by phyllites like those of the Lower Series, together with thin beds of silicified limestone.

Apart from the conglomeratic and gritty hillocks, the surface of the country where this formation outcrops is only slightly undulating; the oldest beds, belonging to the base of the Lower Series, outcrop on the right and left banks of the River Luembe, south of Andrada village, and the higher formations outcrop successively towards the north.

The system is injected by granites and by basic rocks of doleritic type. The schists and all the other rocks are strongly folded in a north-east to south-west direction. Most of the faults strike east to west and north-west to south-east. One of the features of this system is the quantity of quartz veins found throughout its whole thickness.

The two small outcrops mentioned are respectively 12 and 17 kilometres south of the River Camule. The former consists of quartzites, the other of the metamorphic rocks at the base of the Lower Series, overlain by quartzites; these two outcrops were protected from erosion by "graben" faults.

On account of an intense diastrophism two different formations have also been preserved from erosion, although it was not possible to fix their age, as they are surrounded by faults, forming independent blocks with no relationship to other systems. It was however ascertained that they must be pre-Karoo and are probably post-Kibara.

The largest outcrop of the older formation occurs in the lower part of the Luana River, an important watercourse south of Luaco village. The succession has a thickness of about 1,400 metres. It consists chiefly of siliceous rocks. The lower strata are silicified, salmon-coloured sandstones, with some conglomerate lenticles and a metamorphosed cement. Lying on these are uniformly fine-grained grits; and towards the top of the formation dark, compact, well stratified schists, probably silicified limestones, appear. These beds gradually become more argillaceous and at the top there are soft cream clay beds.



#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

No fossils were found. The formation is slightly folded, forming domes and basins surrounded by faults.

Some kilometres north of the Luana River formation, silicified, salmon-coloured sandstones, resembling the lowest beds mentioned in the last paragraph, were discovered in a narrow "graben" near Chissanguidi West Creek; farther north, lying unconformably on rocks of the Upper System of the Basement Complex, and also on granite at the confluence of Canguba Creek with Icongula River, rocks of the same type with metamorphic cement and conglomeratic lenticles were found, showing that this formation was originally deposited over a large area and later much eroded.

The younger formation was found in Camaungo and Cartuchi Creeks, a few kilometres south of Cassanguidi village. The succession is difficult to establish but it appears that at the base are brownish-grey sandstones with cross-bedding, which are found at Camaungo Creek; soft shaly schists of a reddish-purple colour, which outcrop in the lower part of Cartuchi Creek probably overlie the sandstones; and upstream and at a higher level a pudding-stone rests on the top of the schists and is followed by hard, reddish-brown, and feldspathic grit with visible grains of hyaline quartz. The scarcity of these small outcrops which merely suffice to demonstrate the existence of the formation is probably due to "graben" structures similar to those already mentioned.

These formations, deposited before Karroo times, are slightly metamorphosed and usually folded; the Cartuchi-Camaungo formation shows only small dips in most of the outcrops examined, but in some places its beds were found to dip at over 40°, probably near "graben" faults.

The Karroo System outcrops in a few creek valleys and in the headwaters; but at one time this part of the country was probably entirely covered by a thin crust of the rocks of the Ecca Series, remnants of which are preserved today in the "graben" structures already mentioned. This series was discovered in the open-cut mining at Mondji Creek, lying on the granite and gneiss of the Basement Complex. At the base a glacial\* conglomerate, with large and small pebbles chiefly of the local coarse porphyritic granite, and cemented by a hard limonitic substance, was interbedded with soft sandstone with well-rounded grains; these rocks were overlain by argillaceous and carbonaceous schists in which fossil plants were found. These plants were not abundant but sufficient to determine the age of the rocks. Dr. Carlos Teixeira classified them as *Neuropteridium* (*Gondwanidium*) *validum* Feist. and *Noeggerathiopsis* (?) sp. These beds were found only at the Mondji Creek workings, but probably they outcrop up and down stream in the "graben" structure which was probably formed during Middle and Upper Beaufort period (Veatch, 1935). During this time, although erosion was developed on a large scale, no Beaufort deposits were formed. But in Stormberg times soft reddish and white feldspathic sandstones and some occasional well stratified brick-red shales were deposited. These are known in Angola as the Lunda Stage. In Tertiary times some of these beds, outcropping in the south, were silicified; in the north Kalahari rocks were at the surface and were silicified at the same time. As a result the southern old gravel deposits have abundant pebbles of quartzitic sandstone, flesh coloured and feldspathic, belonging to "Lunda Formation" and probably to the "Lunda Stage" but in the northern part chiefly pebbles of silicified Kalahari sandstones and breccias. Most of the Upper Karroo formation suffered intense river erosion and is usually found at medium altitudes, protected by silicified Kalahari deposits.

In the middle course of Cambondo Creek, a tributary of Chiumbe River, was found a fairly hard white Karroo sandstone, with well rounded small pebbles of quartz and other rocks scattered through the mass. At Xatuca Creek near Luaco village, soft white sandstone outcrops.

Several other outcrops are found north of Andrada, at the headwaters of Mucunene and Luxilo Creeks and their tributaries; the Karroo rocks consist of reddish and white soft feldspathic sandstone, and reddish clay schists. At these headwaters the current is cutting back Karroo sandstones and surface deposits very quickly.

\* Abbé Breuil visited Lunda in 1948 and found striated quartz pebbles at Lussaca, thus confirming my suggestion published in *Sociedade Geologica de Portugal*, vol. VII, 1948. (Breve noticia sobre um afloramento do Karroo inferior no noroeste de Angola (Lunda).)

At the headwaters of one of these creeks I had the opportunity of examining horizontal clay beds resting on Kibara schists covered by soft feldspathic Karroo sandstones and large boulders of silicified Kalahari white sandstone lying on the pre-Karoo surface. In this region the Upper Karroo (Lunda Stage) is probably about 40 metres thick. The beds are usually horizontal. In the Chiumbe River and its tributaries near the frontier, recent prospecting work has shown the presence of Lunda Stage beds, usually in the upper course of the tributaries, and lying on the old granite surface.

It is almost certain that Upper Karroo sandstones are present in the high divides of the principal rivers, beneath the Kalahari rocks and sands, but outcrops are infrequent. At Camissombo, half way between Dundo and Saurimo, a great thickness of Upper Karroo is exposed. The Kalahari rocks in this region are composed of silicified sandstones and breccias, the so-called "grés polymorpheux." The same rocks outcrop to the south in the Cassamba Creek, near Iondi Creek and in the Mufulo or Lomboma hills; in the north they are exposed at the summit of Matala hill, on the route to Dundo, on the left bank of Chiumbe River, and in other places.

Owing to doubts that have arisen in the past it should be again stressed here that these Kalahari beds were widespread in the north, while the "Lunda Formation" (flesh coloured quartzites and soft Karroo sandstones) was at the surface in the south; and that both were afterwards silicified during a long desert period.

After silicification there was a period of erosion sufficiently long to furnish abundant material for the deposition of the diamond-bearing gravels, and remnants of the Kalahari rocks were left only on the highest hills or in the "graben" structures. Pebbles of silicified fossiliferous limestone also occur in the gravel beds. They resemble the outcrop of silicified limestone at "Bunza Hill" in the Belgian Congo and close to the Angola frontier; it seems that similar rocks were formed and silicified in northern Lunda, and later removed by erosion or covered by superficial deposits.

These superficial deposits are chiefly loose white sands and clayey ferruginous sands. It is difficult to establish their age, but it is generally agreed that deposition started at the end of the Kalahari period.

The oldest gravels were deposited before Quaternary times, since some of the earliest prehistoric implements were found on the ancient surface of the top bed of the old gravel formation. Reddish clayey sands deposited by solifluxion cover the diamond-bearing alluvial and terrace deposits.

#### TECTONICS

During my field work I paid special attention to diastrophism in the region.

It was found that near Maludi there is a very important fault zone, 9 kilometres wide, striking E.N.E.-W.S.W. In this, there are numerous "grabens." This zone must have been formed in Beaufort times, since the Eccia formation of Mondji Creek has been protected from erosion by a "graben" structure. There was probably a renewed movement during Quaternary times, since Kalahari rocks were observed in a "graben" at Cassamba Creek and elsewhere. In the northern part of the country, the "Cartuchi-Camaungo" formation is the remnants of a larger outcrop which has also been protected from erosion by faults.

The graben structures are probably related to the Upemba and other grabens found in the Belgian Congo, near the east frontier of Portuguese West Africa.

#### THE DIAMOND DEPOSITS

Two pioneer geologists, Farham and Beetz, independently furnished the basis for a rational exploitation of the diamond deposits. The former was an expert mineralogist; the latter, through his experience in the diamond fields of South Africa and especially in the Lichtenburg diggings, was able to discover his "Pleistocene Gravel Sheets" (Beetz, 1930).

Subsequent development gave me the opportunity of making a detailed investigation of the deposits.

Screened samples of these gravels were collected. All pebbles in each sample were examined, counted, classified and measured. The amount and type of erosion shown by samples from each of the old gravel beds at each outcrop, and from present alluvial gravels under exploitation, was recorded.

#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Although most of the pebbles were derived from hard silicified rocks, some interesting data were obtained:

(1) An additional or first old gravel formation was found. Erosion of this led to the deposition of the second formation, already known.

(2) The first formation was deposited in a dry climate and resembles "dry river" deposits. It was probably deposited immediately after the long period of silicification.

(3) The second old gravel formation was deposited at a time of increasing humidity. Pebbles of "grés polymorpheux" are found in all beds in the second formation, and show that it was certainly formed after the Tertiary silicification. Implements found on the top of the formation show that it was deposited before the appearance of man.

(4) Although no mineral concentrates derived from kimberlite pipes have been found up to the present, I share Beetz' opinion that it is probable that there are or were kimberlite pipes in the south but only in the zone of intense diastrophism.

This paper is an abstract of a larger publication, in which all the data obtained, as well as geological sections, maps and graphs are available.

#### REFERENCES

- BEETZ, P. F. 1930. *Preliminary and final Report on the Angola and Belgian Congo Diamond Fields.*  
ROBERT, M. 1946. *Le Congo Physique.*  
VEATCH, A. C. 1935. The Evolution of the Congo Basin. *Mem. Geol. Soc. Amer.*, 3, p. 77.



# LAS ROCAS ESPILITICAS DEL ALTO ZAMBEZE (ANGOLA—AFRICA OCIDENTAL PORTUGUESA)

Por M. M. de ANDRADE

Portugal

## ABSTRACTO

En la presente comunicación describense resumidos los resultados de nuestros estudios petrográficos realizados sobre una colección importante de rocas pertenecientes a la extensa mancha volcánica del Alto Zambeze, señalada en la "Carta Geológica de Angola" como rocas basálticas.

La naturaleza petrográfica de dicha formación ha motivado muy diversas opiniones que pueden leerse en la bibliografía geológica de Angola, pero consideramos que sólo es ahora, después de nuestros estudios más detallados, cuando puede establecerse una clasificación adecuada.

FRUTO de los trabajos, que desde el año 1944 vienen realizando en la región del Alto Zambeze, las brigadas geológico-mineras de los Servicios de Geología y Minas de la Colonia de Angola (A.O.P.), bajo la dirección del Ingeniero de Minas D. Pedro Vasconcelos, es la colección de rocas pertenecientes a la gran zona eruptiva de Calunda (A.Z.), cuyo estudio petrográfico pretendemos resumir en esta comunicación.

A fin de poder comprobar la homogeneidad de la referida formación ígnea, señalada en la "Carta Geológica de Angola," de Mouta y O'Donnell, por una extensa faja orientada de N.E. a S.O., desde la frontera de Rodesia hasta el Río Lundoje hemos estudiado además de los ejemplares de rocas de la zona Calunda-Río Luizabo, otros recogidos por el Ing.<sup>o</sup> de Minas Snr. Mouta en el Monte Mzaza, próximo al Río Lundoje límite S.O., de este importante macizo volcánico.

Este Monte Mzaza, coronado por una escarpa de 145 metros de altura, según dicho Ing.<sup>o</sup> Snr. Mouta, está formado por rocas correspondientes a cinco erupciones lávicas sucesivas.

Respecto a la naturaleza y edad de esta formación de Calunda, existen diversas opiniones. Sin embargo consideramos que solo es ahora, después de nuestros estudios, cuando puede establecerse una clasificación adecuada.

La primera citación de tales rocas fué hecha por el destacado geólogo Bacelar Bebiano (1923), iniciador de la geología angolana, al señalar la existencia de "Diabasas" en Txito, en su notable trabajo "Geologia e Riqueza Mineira de Angola."

En 1929, A. Borges y F. Mouta en el Congreso Geológico Internacional de Pretoria presentaron un comunicado referente al Karroo de Angola, en el cual refiriendo la importancia de esta formación, ya descrita por uno de estos autores (F. Mouta) en 1928, dicen: "La roche qui n'a pas été encore examinée au microscope est une roche volcanique (basalte?), parfois microcristalline, parfois à texture ophitique parfois très amygdaloïdale (surtout à la division des coulées), ayant quartz, de la calcite, de l'épidote, des zeolithes, de la pyrite, chalcopirite, etc."

Posteriormente, los geólogos de la "Companhia Mineira do Alto Zambeze," en sus estudios adoptaron la clasificación de "Diabasas."

En 1933, la memoria explicativa de la "Carta Geológica de Angola" (O'Donnell and Mouta, 1933) al referirse a estas rocas, dice: "La coche est un basalte généralement microcristallin à texture ophitique, mais très amygdaloïdal."

Respecto a su edad, manifiesta lo siguiente: "Ces laves volcaniques appartiennent aux éruptions basiques d'Afrique du Sud (volcanic beds) et de la Rhodésie (Batoka Basalts) du Karroo supérieur," indicando así la prolongación, al Norte del paralelo 16° S., del macizo basáltico de Victoria Falls.

## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

En 1944, el Ing.<sup>o</sup> de Minas Sñr. Vasconcelos, consideró que tales rocas, que clasificó como doleritas, no deben ser estimadas como pertenecientes al sistema Karroo y así dice: “Do exame detalhado efectuado a estas rochas conclui-se por uma idade post-Mwashia,” detallando todavía mas al escribir: “Na há que permita atribuir-lhes idade Stormberg e, portanto, Karroo superior.”

Dicho Sñr. Vasconcelos (1948), en su reciente trabajo “A Geologia Geral do Alto Zambeze” realizado para su presentación al próximo Congreso Geológico Internacional de Londres, atribuye a estas rocas, que clasificó de traquiandesitas, según nuestra primera opinión, una edad probablemente Roan.

\* \* \* \* \*

A continuación, exponemos las características generales de los ejemplares de rocas observadas, de los cuales fueron hechas dos análisis químicos.

### CARACTERÍSTICAS MACROSCÓPICAS

Son rocas de coloraciones muy diversas, negras, cenicientas, verdosas y marrón oscuro. Su estructura varia desde el tipo lava, muy compacta e afanítica, hasta la porfídica, con pocos e pequenos fenocristales de albita, o diabásica, de grano fino.

Aparecen también las muestras brechoides, pero no fueron observados tipos característicos de “pillows” o de estructuras variolíticas.

La clorita es muy frecuente en pequenas manchas de color verde-oscuro con estructura fibro-radiada. También podemos encontrar granos de epidota y calcita, siendo el primero común a casi todas las muestras que estudiamos.

### CARACTERÍSTICAS MICROSCÓPICAS

Su textura es muy variable, apreciándose desde la francamente “*intersectal*” hasta la de tipo acicular o “*arborescente*.” Entre estos dos límites, se determinan otros intermedios, también muy variados, bien del tipo porfídico con fenocristales idiomórficos de albita, bien del tipo acicular, se haciendo difícil cognominar todas las variaciones texturales, que pueden observarse hasta en una y la misma lámina.

Desde el punto de vista mineralógico la composición de estas rocas es predominantemente albito-clorítica, notándose todavía la presencia de la augita, de la hematite y de la epidota. Por lo general uno de estos predomina en relación con los restantes de manera a caracterizar tipos de diabasas, especialmente:

- (a) diabasas albito-cloríticas,
- (b) diabasas albito-clorito-augíticas,
- (c) diabasas albito-clorito-hematíticas,
- (d) diabasas albito-clorito-epidóticas.

Sin embargo, el tipo común de diabasa es el tipo de textura intersectal y caracterizado por prismas de albita, distribuidos al acaso entre los cuales se disponen la augita, la clorita y los minérios de hierro, encontrándose la augita siempre y más o menos alterada en clorita y actinota.

### MINERALES DE ESTAS ROCAS

*Albita*.—En las rocas menos alteradas, caracterizase esta albita por su refringencia, menor que la del bálsamo, así como por sus maclas características, asociadas a veces a la de Carlsbad.

Siempre, presenta un ligero recubrimiento escamoso de sericita que en algunos fenocristales llega casi a cubrir totalmente su superficie, presentando a la observación en este caso, pequenos y abundantes grupos escamo-fibrosos, en los cuales es posible comprobar las propiedades ópticas de esta clase de mica.

Además, de esta albita, encuéntrase también en forma de concentraciones irregulares o en la de pequeñas vetas integradas por numerosísimos cristales no alterados.

Tanto en una como en otra clase de albita, el contenido de anortita es inferior al 5%, valor obtenido a partir del máximo de extinción, sobre la zona simétrica, de láminas hemitrópicas. Esto, fué confirmado con la naturaleza de extinción ( $20^\circ$ ) medida sobre  $g^1$  (010) en relación a sus líneas de crucero p (001). La observación de estas secciones se hace posible merced a la ausencia de estriación polisintética, así como al reconocimiento en luz convergente, de la perpendicularidad de las referidas secciones con la bisectriz ng., comprobándose así mismo, su carácter óptico positivo de pseudoclasa.

La albita tiene todo el aspecto de ser primária, siendo manifiesta la ausencia de estructuras zonadas o de cualesquier indicios de su procedencia de una plagioclase más básica.

*Augita*.—Cristalizada en placas xenomórficas o en gránulos; llegando a apreciarse este mineral sin alteración o casi inalterar, particularmente en sus bordes, en aquellas rocas cuya cristalinidad es mayor. Por el contrario, en las de estructura mas fina la augita está enmascarada por los elementos resultantes de su alteración, como son; clorita, anfíbol fibroso (actinota) y epidota.

Cuando no ha experimentado alteración alguna, la augita, su coloración es amarillo pálido, sin pleocroismo apreciable. El máximo de extinción observado, ha sido de  $46^\circ$ , teniendo una biaxialidad positiva acentuada.

*Clorita*.—Es uno de los minerales esenciales de estas rocas, en las cuales ocupa los espacios entre la trama albitica, definiendo así tipos de diabasas albito-cloriticas. También puede resultar de la alteración de la augita.

Es verde palida y isotrópica o fracamente birrefringente, polarizando en el último caso en tonos azulados oscuros. Cuando pleocroica en amarillo pálido verdoso y verde amarillento, polariza en tonos violetas, pareciendo entonces tratarse de la penina. Esta última clorita aparece por lo general en concentraciones nidiformes, asociada casi siempre a la epidota. A veces la clorita denota estructura esferolítica.

*Oxidos de hierro*.—Más o menos abundantes, variando desde finamente granular hasta la placa xenomorfica, y a las formas esqueletiformes más variadas. En las rocas de estructura muy fina (textura arborescente) aparecen dispersos, como un polvo oscuro irregularmente repartido sobre toda la roca matriz.

La hematite parece ser el oxido de hierro principal de estas rocas, en algunas de las cuales llena la trama albitica, formando diabasas albito-hematíticas.

Reconocemos también la presencia indubable de la ilmenita, más o menos alterada en leucoxeno, en diabasas sausrutizadas de la misma región, y de la calcopirita.

*Epidota*.—Cristalizada en pequeños nódulos, o en placas asociadas generalmente a la clorita. Su pleocroismo es muy acentuado.

Esta epidota, en uno de los ejemplares estudiados ocupa los espacios entre los prismas del albita, haciendo pensar que puede haber un origen primario.

*Calcita*.—Aparece pocas veces, constatándose casi siempre su íntima asociación con la clorita e con los oxidos de hierro, substituyéndose recíprocamente. También fué observada en nidos conjuntamente con albita fresca, clorita e epidota.

*Biotita*.—Muy escasa esta variedad de mica, habiendola encontrada asociada a la albita, a la augita y a la clorita. Su coloración, de tono marron; acusando un pleocroismo acentuado.

*Rutilo*.—Reconocido conjuntamente con la biotita en un mismo ejemplar de roca (muestra n.º 75-1945, con analisis químico). Sus cristales son pequeños, maclados en corazón.

*Titanita*.—Parece ser el mineral que ocurre en granilos abundantes y alterados en leucoxeno. Este es particularmente abundante en algunas rocas.

*Anfíbol*.—Consecuencia de la alteración de la sugita, es un anfíbol fibroso, pleocroico, con extinción de  $14^\circ$  de alargamiento. Algunas placas acusaron la existencia de un crucero, con el ángulo típico de los anfíboles. Este el caso de la actinota, a la que pueden agregarse otras variedades.

*Clinozoisita*.—Encontrase en menos cantidad que el epidoto, distinguiéndose de este, por ser



## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

un mineral incoloro y por su polarización en tonos azules de orden superior. No se encuentra siempre.

*Sericita*.—Mineral resultante de la alteración de la albita.

\* \* \* \* \*

De los dos ejemplares de roca, que estimamos como más representativos de los límites de diferenciación estructural, bajo un punto de vista de cristalinidad, fueron hechas análisis químicos en el Instituto Superior Técnico, de Lisboa.

|                                | 1      | 2      |
|--------------------------------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 54,40  | 55,85  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 14,00  | 16,60  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,24   | 0,46   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,36   | 3,96   |
| FeO                            | 6,04   | 6,75   |
| MnO                            | 0,19   | 0,18   |
| MgO                            | 3,96   | 3,37   |
| CaO                            | 6,01   | 4,20   |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,90   | 2,95   |
| K <sub>2</sub> O               | 4,23   | 4,86   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,43   | 0,40   |
| H <sub>2</sub> O +             | 0,43   | 0,68   |
| H <sub>2</sub> O —             | 0,72   | 0,19   |
|                                | 100,91 | 100,45 |

1—Diabasa albita-augito-clorítica. Textura intersecional.

2—Diabasa arborescente. Análisis hechas en el I.S.T.—Lisboa.

### CONSIDERACIONES FINALES

El estudio microscópico preliminar de las rocas que constituyen la gran mancha eruptiva del Alto Zambeze nos ha revelado la existencia de diabasas albita-cloríticas, de textura predominantemente intersecional. Además de las diabasas propiamente dichas ocurren rocas de textura muy fina que pueden interpretarse como lavas del magma que ha dado origen también a las diabasas. Hasta ahora, todavía, no se han verificado formaciones que puedan ser consideradas como “pillows” típicos, ni texturas variolíticas.

En todas las rocas es manifiesto el carácter espilitico de su composición mineralógica que se traduce en la naturaleza albitica de su feldespato y en la presencia de clorita, de hematite, de epidota y a veces de calcita.

Cuanto más acentuado es este carácter tanto más fresco es el aspecto de la roca, razón por la cual, acrecida de otras, nos lleva a considerar estos minerales como primarios, salvo las excepciones en que es notoria su naturaleza secundaria.

En la misma región ocurren también diabasas sausríticas cuya génesis muy probablemente está relacionada con los procesos de diferenciación magmática que también han originado las diabasas.

La existencia de rocas compositas y “adinoles” en la misma mancha parece comprobarse, aguardándose, todavía, más pormenores en la prosecución de estos estudios.

Desde el punto de vista mineralógico y textural las rocas espiliticas del Alto Zambeze son muy semejantes a las estudiadas por Marc Vuagnat y provenientes de los Alpes suizos, las descripciones de las cuales pueden, a veces, aplicarse casi textualmente a las rocas de Angola. Existen, todavía, algunas diferencias, la principal de las cuales consiste en un porcentaje mayor de epidota y menor de calcita en las rocas del Alto Zambeze en relación con las de la Suiza.

Hemos mandado realizar dos analisis químicos de estas rocas pero los valores referentes a los álcalis no podemos aceptarlos, a vista de su discrepancia con la naturaleza del feldespato de estas rocas, essencialmente sódico. Un cambio en la atribución de los respectivos valores sería más lógico. Sin embargo, tencionamos esclarecer este punto con nuevos análisis. Un pormenor curioso de la semejanza de estas formaciones con sus congeneres suizas está aun en el facto de encontrarse en ambas "cherts" y jaspes, habiendo también indícios que hacen sospechar la existencia de microfósiles en las del Alto Zambeze.

No podemos dejar de testimoniar el nuestro reconocimiento al prof. S. James Shand por las preciosas informaciones bibliográficas que nos ha proporcionado.

#### BIBLIOGRAFIA

- BEBIANO, J. B. 1923. Geologia e Riqueza Mineira de Angola. *Comm. Serv. Geol. Portugal*, no. 14.
- BORGES, A., and MOUTA, F. 1929. Sur l'existence et distribution du Karroo dans l'Angola. *Comptes Rendus 15th Session Int. Geol. Cong., S. Africa*, 2.
- MOUTA, F., and O'DONNELL, H. 1933. *Carte géologique de l'Angola (1/2.000.000)*, (notice explicative). Lisbon. Relatórios de la Companhia Mineira do Alto Zambeze.
- VASCONCELOS, P. 1944. Reconhecimento Geológico-Mineira do Alto Zambeze. *Relatório*.
- VUAGNAT, M. 1946. Sur quelques diabases suisses. Contribution à l'étude du problème des spilites et des pillow lavas. *Bull. Suisse Min. Pétr.*, 26.

# CONTRIBUTION TO THE GEOLOGY OF THE ASPHALTIC-COAL DEPOSITS OF ANGOLA AND THEIR CHARACTERISTICS

By J. B. BEBIANO, M. MONTENEGRO d'ANDRADE, C. TEIXEIRA, and E. S. LANE

Portugal

## ABSTRACT

A band of conglomeratic deposits and sandstones, described as "Dondo Conglomerates" and "Quilungo Beds," occurs in Angola. It is situated between the Upper Cretaceous to the west and the Basement Complex to the east, in the transition zone between the littoral plains and the first elevations of the hinterland.

Deposits of an asphaltic-coal known as "libolite" occur in these beds, which are the object of intensive prospecting and development.

The first classifiable fossils of the Quilungo Series were discovered recently. They belong to a single species of the genus *Pachypteris*, and contribute to the knowledge of the genesis of the series.

From the Basement Complex upwards, the geological section shows: a conglomerate, derived from the previous formation, which is frequently bituminous; beds of marly-siliceous material; beds of sandstone with bituminous impregnation, under which the asphaltic-coal occurs; compact siliceous-limestones; and at the top beds of grey sandstones.

The Quilungo formations show similarity with deposits which outcrop in the littoral of Nigeria, Cameroon, Gaboon and Belgian Congo and which are known by the more usual name of "sub-littoral sandstones." Comparable formations also occur in the Brazilian littoral at Ceará, Piauí, etc. These African-Brazilian formations are all similar in lithological constitution and in being bituminous or petroliferous; and are classified as Lower Cretaceous.

The reserves of libolite in the Quilungo Beds are very great. They consist of carbonaceous matter associated with bitumen, and occurs as both seams and pockets in country-rock consisting of sandstones impregnated with bitumen. The total thickness of the bituminous complex at Calucala Mine has been estimated at over 50 metres.

IN the territory of Angola, between the rivers Quanza and Calucala (the latter is a tributary of the Bengo or Zenza river), a belt of conglomeratic deposits and sandstones outcrops in the transition zone between the littoral plains and the first elevations of the interior. These beds are usually described as the "Dondo Conglomerates" and "Quilungo Beds."

The total length of this occurrence is about 200 kilometres; the width is variable but at some points exceeds 20 kilometres. The deposits lie unconformably on old granite-gneissic formations and are traversed by intrusive phonolites. The beds dip to the west but the relative position of the conglomerates and sandstones is not clear. The deposits are mainly unfossiliferous; but, at some points, as was noted more than twenty years ago by one of the writers (Bebiano), they contain fragments of uncarbonized wood and other plant remains.

In association with this formation, there occurs an asphaltic, bituminous-like coal known as "libolite" from Libolo where it was first discovered.

During recent prospecting work by one of the authors (d'Andrade), the first identifiable fossils of the Quilungo series were discovered in the rocks which form the bed of the river Pequeno Calucala in the region of Zenza do Itombe. The fossiliferous beds are located at about 25 kilometres to the north of Zenza do Itombe, near the bituminous field of Calucala where prospecting is being conducted by the Campanhia dos Betuminosos de Angola. The geological section is as follows:—

- (6) Beds of micaceous, grey sandstone, generally coarse, forming the top of the series.
- (5) Compact clayey-siliceous limestones, metamorphosed by phonolitic intrusion. Siliceous facies is more accentuated towards the top.



# BEBIANO AND OTHERS: ASPHALTIC COAL DEPOSITS, ANGOLA

- (4) Beds of sandstone, both coarse and fine, friable or compact with bituminous impregnations. Beds of compact argillaceous-sandstone with fossil plants occur in these beds; under them layers or lenses of a bituminous-like coal are found.
- (3) Beds of a marly-siliceous material, with a schist-like appearance, with much muscovite.
- (2) Conglomerate with poorly rounded fragments derived from the previous formation, cemented by a fine argillaceous-muscovitic sandstone. Bituminous impregnations are common.
- (1) Fundamental complex of granitic gneiss.

The fossil plants found in the Calucala beds include impressions of fern fronds and a large number of stem- and root-remains. Only the fern fronds are identifiable; they correspond to a single species of the genus *Pachypteris*. Unfortunately, fertile fronds are absent. The pinnate segments of the plant show a certain similarity to those of some species of *Davallia*, in particular to *Davallia delgadoi* (Sap.) Teix. (from the Upper Jurassic of Portugal). The organization of the frond is also similar, but the disposition of veins differs considerably from that of the plants of that genus. Of the African fossil forms so far described, none seems to exist comparable to this Angolan fern (Teixeira, 1948).

From the stratigraphical point of view no conclusion can therefore be drawn from the flora of the Calucala sandstones. But besides being the first evidence of fossiliferous beds in the formations under discussion, the plant remains contribute to our knowledge of the genesis of the Quilungo Beds. The asphaltic deposits which these beds include occur in beds of variable thickness (the thickest between 0.50 and 1.50 metres) and in seams and pockets; they are sometimes in unconformable stratification with the sediments as a result of migration of the bituminous substance.

The Quilungo Beds are unconformably overlain by beds of Senonian age. They closely resemble deposits which outcrop along the African littoral, in Nigeria, Cameroon, Spanish Guinea, Gaboon and Belgian Congo, and which are all considered to be equivalent though they have been given several regional names, the most usual of which is "sub-littoral sandstones." Formations of the same nature occur in the Brazilian littoral of Ceará, Piauí and Maranhão.

The African-Brazilian deposits all have a similar lithological constitution, and are all frequently bituminous or petroliferous. They are all overlain by transgressive Cretaceous formations underlain by the old crystalline basement.

The fish fauna of the sub-littoral sandstones of Gaboon, indicates that those beds are of Lower Cretaceous age.

Fossil plants recently located in the sandstones of Boma (Belgian Congo), have been attributed to *Pagiophyllum* sp., but here again no stratigraphical conclusions can be drawn.

From our present knowledge, it can be concluded that the formation of the sub-littoral sandstones must have constituted a continuous deposit, covering a vast surface (probably Jurassic), corresponding to the actual African littoral but no doubt also extending to the west. Sedimentation probably took place in vast shallow depressions, sometimes lagoon-like, which at times were invaded by vegetation.

Owing to its importance as a raw material for retorting and even as a fuel, it may prove of interest to include here a short description and analysis of the libolite. In its purest form this product, which is of a brilliant black colour but shows a dark brown streak, consists of:—

|                           | Per cent     |
|---------------------------|--------------|
| Sand.....                 | 2.77         |
| Water .....               | 0.28         |
| Bitumen .....             | 20.25        |
| Carbonaceous matter ..... | 76.70        |
|                           | <hr/> 100.00 |

# PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

This combination of asphalt and coal is extremely rare. A proximate analysis of the pure libolite made by Professor Arthur Holmes some thirty years ago is as follows:

|                              | Per cent |
|------------------------------|----------|
| Sand (ash) .....             | 2.77     |
| Water .....                  | 0.28     |
| Volatile matter .....        | 59.10    |
| Nitrogen.....                | 0.50     |
| Sulphur.....                 | 0.74     |
|                              | <hr/>    |
| Fixed carbon—(balance) ..... | 63.39    |
|                              | <hr/>    |
|                              | 100.00   |

The calorific value of the pure libolite was 8.066 calories. The libolite is however often contaminated by a brown sandstone. An analysis of less pure libolite, also by Professor Holmes, was as follows:—

|                           | Per cent |
|---------------------------|----------|
| Sand (ash) .....          | 23.31    |
| Water .....               | 0.78     |
| Bitumen .....             | 16.34    |
| Carbonaceous matter ..... | 59.57    |
|                           | <hr/>    |
|                           | 100.00   |

The calorific value was 6.684 calories.

The bituminous sandstones themselves have a bitumen content of about 6 to 14 per cent.

A low-temperature carbonization test of the libolite from Calucala Mine, made in a Fisher-Gluud furnace by the Portuguese Fuel Institute, gave the following results (referred to 1,000 Kilogrammes of libolite, averaging 25.1 per cent ash and 1.62 per cent water):—

|                                  |                     |
|----------------------------------|---------------------|
| Semi-coke.....                   | 510.0 Kgs.          |
| Primary tar .....                | 258.4 „             |
| Gas.....                         | 78.5 m <sup>3</sup> |
| Benzine content of the gas ..... | 14.0 l.             |

On distillation the tar gave the following results:—

|                               |            |
|-------------------------------|------------|
| Light oils (up to 200°) ..... | 34.07 Kgs. |
| Medium oils (200°–300°) ..... | 65.17 „    |
| Heavy oils (300°–350°) .....  | 54.13 „    |
| Residue (over 350°) .....     | 96.18 „    |
| Gas and losses .....          | 8.85 „     |
|                               | <hr/>      |
|                               | 258.40 „   |

Including the impregnated sandstones, the asphaltic-coal and associated substances, the total thickness of the bituminous complex at Calucala has been computed at about 50 metres.

## REFERENCES

- ARAMBOURG, C., et SCHNEEGANS, D. 1935. Poissons fossiles du bassin sédimentaire du Gabon. *Ann. de Paléont.*, 24, pp. 139–160, Paris.
- BEBIANO, J. B. 1923. Geologia e riqueza mineira de Angola. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 14, pp. 127–217, Lisboa.
- BORGES, A., et MOUTA, F. 1929. Sur l'existence et distribution du Karroo dans l'Angola. *Comptes Rendus 15ème Int. Geol. Cong.*, 2, pp. 186–209, S. Africa.

## BEBIANO AND OTHERS: ASPHALTIC COAL DEPOSITS, ANGOLA

- CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J., et MORTELMANS, G. 1946. État actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo Belge. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda-Urundi*, no. 2, fasc. 2, pp. 237-289.
- FURON, R. 1939. La géologie des côtes occidentales de l'Afrique. *Rev. Gén. des Sciences*, 50, pp. 350-358, Paris.
- GOMES, J. P. 1898. O betume do Libollo. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 3, pp. 244-250, Lisboa.
- 1901. Novos Apontamentos Sobre a 'Libolite.' *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 4, pp. 206-207, Lisboa.
- MOUTA, F., et O'DONNELL, H. 1933. *Carte géologique de l'Angola* (1/2.000.000), (notice explicative). Lisboa.
- INSTITUTO PORTUGUÊS DE COMBUSTÍVEIS. Carvão Português.
- TEIXEIRA, C. 1948. Vegetais fósseis dos grés do Quilungo. *Anais da Junta das Mis. Geogr. e de Invest. Colon.*, 3<sup>o</sup> Tomo 2, pp. 87-91, Lisboa.



# CONTRIBUTION TO THE GEOLOGY OF THE BASEMENT COMPLEX OF THE LOWER BELGIAN CONGO

By F. CORIN

Belgian Congo

## ABSTRACT

Recent studies around Matadi have shown that the well-known quartzite of Matadi is overlain by a typical volcanic series which extends far to the north. Porphyries seem to be the centre of these effusives. Both the granite of Northern Angola and a complex of migmatites seem to be younger than the quartzite.

TWO recent papers by the author, on the country surrounding Matadi (lower Belgian Congo) (Corin, 1947 and 1948), have shown that the well-known quartzite named after that locality was overlain, in an apparently concordant way, by a thick volcanic series. This is divided into successive sheets, each of which is quite fine-grained at the bottom and amygdaloidal at the top. These are without doubt successive lava flows. The quartzite below is cut by numerous dykes and stocks of dolerite, which may be regarded as the roots of the flows.

Both quartzite and lavas pitch gently towards the N.N.W., where the lavas, sometimes epidotized, may be traced for a considerable distance (50 to 100 kilometres). The flows also appear to grow thicker, and large masses of a basic porphyry become associated with them. This porphyry is composed of a microlithic groundmass, thickly studded with large feldspar phenocrysts and some amygdules of quartz, epidote, and occasionally sulphides (e.g., chalcopyrite).

The recognition of a large volcanic series overlying the quartzite of Matadi is an important conclusion.

To the south of Matadi, it is found that the lavas end suddenly less than two kilometres from the Congo River, where they are surrounded by the quartzite. As they go up the pitch, both series seem to emerge and to rest on large granitic outcrops near the boundary between the Belgian Congo and Angola. These granites are clearly alkaline, the mafic minerals being riebeckite or aegirine or both. Such alkaline rocks are well known in Angola, where they extend over large areas (Holmes, 1915).

The alkaline granite is certainly not the basement on which the quartzite and lavas have been laid down: veins of aplite or of fine-grained granite fringe the rim of the granite, and fill the quartzite with spots at their contact. The alkaline granite near the contact turns to a thick zone stuffed with enclaves of feldspathized quartzite. The alkaline granite must therefore be later than the quartzite of Matadi.

Turning to the east, the valley of the M'Pozo, a tributary of the Congo, shows a typical granite-gneiss which is evidently migmatitic. Pegmatites are numerous in this gneiss, and are typical, in that they are composed of pink feldspar and contain abundant specular haematite, sometimes titaniferous. A very similar gneissic complex is well known west and north-west of Boma, a town 50 km. west of Matadi on the Congo River. They appear to be two emergences of the same migmatitic complex.

However, although the relations of the gneiss with the quartzite are obscured along the M'Pozo river by a sheared zone to which I shall refer later, one cannot fail to notice that the gneiss contains masses of quartzite with *lit-par-lit* structure and in places strongly feldspathized. The quartzite itself, down to Matadi, is cut by veins containing haematite. It is suggested that these veins are related to the pegmatites, and it may well be assumed that the gneiss is intrusive in the quartzite of Matadi.

Another important conclusion, therefore, is that the quartzite of Matadi is the oldest rock of the region, the volcanics coming next, then an alkaline granite and a migmatitic gneiss, which is rather the reverse of suggestions sometimes put forward. The sequence is well defined.

Such conclusions on the youth of the gneisses have already been drawn in many countries. Unfortunately, no mapping has yet been done of the area where quartzite, gneiss and alkaline granite meet, so that the age relations between alkaline granite and gneisses are still in doubt.

It has long been shown that the quartzite may be sheared and sericitized (Polinard, 1934). In fact, the transition to true mica-schists is well displayed in many places, whereas the dolerites turn by shearing to biotite-schists, and granitic rocks turn to mylonite. Such a zone of strong shearing is known along the M'Pozo River. This zone runs to the heights of Palabala, north-east of the M'Pozo, and the so-called Palabala mica-schists are largely sheared quartzite.

The mylonites which outcrop in the M'Pozo valley are strongly sheared, with relatively large more or less broken feldspars and some lumps of quartz. Similar rocks have been named "phyllite feldspathique" and traced over many kilometres north-north-westwards as a stratigraphic unit (Cahen, 1945). But they seem to run somewhat more north-west than the bedded rocks. It is suggested that together with the sheared gneisses of the M'Pozo and the mica-schists of Palabala they are evidence of a thrust zone.

These stratigraphical and tectonic conclusions are being developed in mapping which is now in progress.

## REFERENCES

- CAHEN, L. 1945. Stratigraphie des formations anciennes, antérieures à la tillite du Bas-Congo. *Bull. Serv. géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, 1, pp. 51-59.
- 1945. Mission d'Étude géologique au Bas Congo. *Rapport 1<sup>o</sup> partie* (dactylographié).
- CORIN, F. 1947. Note sur la géologie des environs de Matadi (Bas Congo Belge). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 71, pp. B.71-75.
- 1948. Observations géologiques aux environs de Matadi. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 57, pp. 31-37.
- HOLMES, A. 1915. The Petrology of North-Western Angola. *Geol. Mag.*, 2, pp. 228-232.
- POLINARD, E. 1934. Le socle ancien inférieur à la série schisto-calcaire du Bas-Congo. *Inst. Roy. Col. Belge, Sect. Sci. nat. méd.*, Mém. in 4<sup>o</sup>, 2, fasc. 4, pp. 1-99.

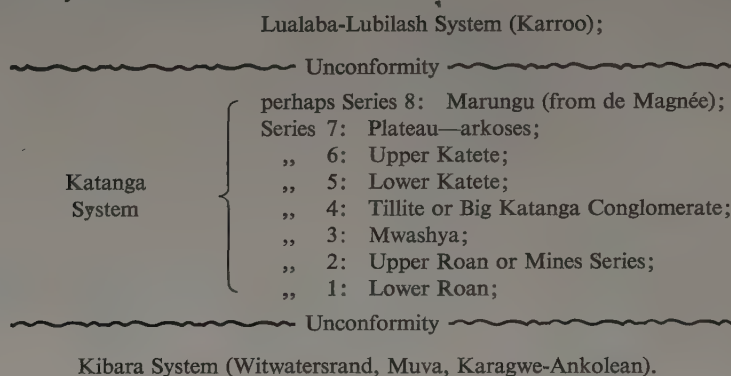
# ON THE IMPORTANCE OF SUPPRESSING THE NAME 'KUNDELUNGU' AS A STRATIGRAPHICAL TERM AND ON SOME OTHER UNSUITABLE NAMES IN THE STRATIGRAPHY OF THE KATANGA, BELGIAN CONGO

By N. H. van DOORNINCK

Netherlands

## ABSTRACT

The Katanga System may be subdivided as follows:—



Series 1-3 can be combined as Lower Katanga and Series 4-7 or 8 as Upper Katanga.

The name “Kundelungu” which I propose to suppress, has different meanings: with Cornet and with Studt it is Series 7; with Robert Series 4, 5, 6, and 7; in the theoretical case of a mapping survey of the folded region it would be Series 4, 5 and 6; as often used by the geologists of the Union Minière du Haut Katanga it can be either 5, 6, and 7 or 5 and 6; with de Magnée it means 4, 5, 6, 7 and 8; and by de Magnée's extension the combinations 5, 6, 7 and 8, and 7 and 8 are possible and logical.

Robert's “système schisto-dolomitique-cherteux,” a name which should also be suppressed, is the combination of Series 1, 2 and 3; so is the Mines Series as recommended at Kigoma, but this too is inadmissible. Following these proposals the expression “conglomérat base du système du Kundelungu” would also disappear.

**I**N North-East Katanga, north of Elisabethville, there exists a plateau called the “Kundelungu.” It stretches in a north-south direction along the 28° meridian east of Greenwich, and has a length of about 200 km. between the 9° and 11° southern parallels, and a width of less than 100 km. It separates the tributaries of the Luapula and of Lake Mweru in the east from those of the Lufira in the west. The average altitude is about 1,700 m., culminating at 1,775 m. at the triangulation station of Kibwe, situated more to the north.

Its western escarpments, towards the middle Lufira, are especially steep; they face those of the Biano plateau beyond the Lufira and the Dikuluwe. The altitude of Lake Mweru is 915 m., and that of the Middle Lufira Plain is also about 900 m., so the plateau is about 800 m. above the surrounding country. Geographical descriptions of the Kundelungu have been provided by \*Deladrier (CB, 449),

\* References prefixed by CB and Rn (e.g. CB, 449, Rn 82) relate to the two volumes of the *Bibliographie Géologique de l'Afrique Centrale*, published by the Association des Services Géologiques Africains, Paris, 1937 and 1948. CB indicates a reference in the sections on the Belgian Congo, Rn a reference in the section on Northern Rhodesia.



Robert (CB, 516), and van den Heuvel (CB, 527). Reference may be made to these works for topographical details. In the language of the country, in Kisanga, the full name is "Kundelungu wa ku lubula maninga," "the vast expanse which brings together the hunters."

The Kundelungu plateau is partly covered by superficial deposits of Recent, Pleistocene, and Tertiary age (Kandt, CB, 304), but like the Bianco it is mainly occupied by the outcrop of a gently dipping sandstone formation. The sandstones are often feldspathic. They are underlain by a shale group. The first geologists who visited the Katanga (Diderrich (CB, 130)\* of Delcommune's expedition, 1891-2, and Cornet (CB, 122, 124, 126, 139, 140, 142) of the expedition led by Bia and Franqui in 1892) recorded this series of sandstones, and Cornet gave it the name "Kundelungu System." He regarded it, particularly on account of its nearly horizontal disposition, as equivalent to the lower part of the Karroo System of South Africa. For the rocks of the Lubilash and Lualaba beds, which crop out to the north and the west and lie unconformably upon the Kundelungu, contain Triassic and Liassic fossils and were therefore equated to the upper part of the Karroo. Other explorers who followed Cornet confirmed his observations and most of them accepted the correlation with the Karroo.

But even before 1914 there were some geologists who denied this correlation: Studt in 1909 and in 1913, in his second (CB, 385) and in his third (CB, 572) publication, followed without any criticism by Stutzer (CB, 573, 577); and by Behrend (CB, 590, 623).†

The lower limit of the Kundelungu System was not well defined. About 1910, Robert explored the northern part of the plateau and found that the formation is conformably underlain by a great thickness of rocks which are mostly shales, and then by a thick conglomerate of glacial origin. Unfortunately Robert (CB, 514, 515, 518, 720 bis) kept the name "Kundelungu System" for the whole, thus changing the meaning of the term created by Cornet. Robert distinguished five subdivisions, the uppermost of which corresponds more or less with Cornet's Kundelungu. He continued to regard the whole of his Kundelungu System as the equivalent of the lower part of the Karroo, in spite of the lack of fossils in the shale group. He considered the glacial conglomerate, the lowest of his subdivisions, to be the Dwyka Conglomerate. He even distinguished in the Kundelungu, the limit between the Ecca and Beaufort Series, the two middle terms of the Karroo (CB, 720 bis, p. 40). Consequently, the Lubilash-Lualaba beds would be only the equivalent of the Stormberg Series.

After the 1914-18 war Robert (CB, 916), assisted by other geologists, explored the country farther south, including the Zone de Cuivre, the Copper-belt of the Union Minière du Haut Katanga. He was able to prove that there he had to do with the same sort of rocks as in the north, except that his Series 5, the Kundelungu System in the meaning of Cornet, was absent. There was the same apparently glacial conglomerate, the calcareous shales on top of it, and sometimes containing limestones such as those of Kakontwé and the Lubudi Quarry. Without the conglomerate, the series had a thickness of 3,000 metres. Still no fossils were found.

It is to Robert's credit that he established this correlation with his northern succession, especially as in the Zone de Cuivre the beds are not horizontal but are folded and sometimes strongly dislocated. This folding and faulting made it hazardous, however, to retain the correlation with the Karroo, which is fossiliferous and which everywhere else in Africa is in a horizontal or nearly horizontal position.

Fourmarier (CB, 713, 714, 750, 751, 833, 834, 835, 979) started his masterly articles on the geology of the whole Congo in 1923 and he assigned an older age to the Kundelungu rocks, provisionally assuming a correlation with the Waterberg System of South Africa.

A little later, I myself (CB, 927, p. 64-72) criticized the correlation with the Karroo and suggested that the correlation of my Katanga System with the Transvaal System (which had already been partly suggested by Studt) was best in accord with our knowledge at that time. I think that I convinced most

\* Also an article in the *Mouvement Géographique* of 1883, p. 40.

† Also an article in *Zeitschr. deutschen geol. Ges.*, 69, 1917, Monatsberichte s. 37.

of the geologists competent to judge. But the correlation with the Karroo was only abandoned generally and definitely after Jamotte (CB, 943, 944, 1035) had found a flora of *Ecce* age in the Lukuga coalfields near Albertville. This flora had already been mentioned in 1913 by Mercenier (CB, 559). The Lualaba tillite, which had been found earlier by Ball and Shaler (CB, 414) thus had to be regarded as Dwyka and not Triassic, and the glacial conglomerate of the Kundelungu as older than the Dwyka.

After this historical exposition, we can discuss the term "Kundelungu System" as used by Robert and many subsequent authors after him, and as also accepted by the chiefs of regional Geological Surveys at their Costermansville reunion in 1942.\*

In the first place, we must say something of the word "system" as used in stratigraphy. In Europe and in North America where the stratigraphical table was established long ago, there are about twelve systems, the limits of which are sometimes chosen somewhat arbitrarily, but are yet sufficiently fixed and sanctioned by long usage, and are generally accepted. But in a new country like Central Africa, a new system should so far as possible be defined by special and characteristic features—such as sedimentary breaks, transgressions, unconformities—with wide regional extension. Attention should also of course be paid to what has been found in neighbouring countries.

As long as the correlation Kundelungu = Karroo was assumed, it was right to put an important dividing line at the base of the glacial conglomerate, since that would be the base of the Karroo. And it was worth while to neglect the clear conformity which exists, in the folds of the Upper (Southern) Katanga, between the Kundelungu System and the Mwashya Series underneath, and the probability that there is no unconformity between the Mwashya and the Upper Roan or *Série des Mines* (the break between these two series appears to be purely tectonic). The *Série des Mines* is itself underlain without unconformity by the Lower Roan, which is best developed in Northern Rhodesia. But according to the logic of that correlation the Lualaba and Lubilash beds should also have been incorporated.

Now that an older dating age for the Kundelungu has been established, it is seen to be fortunate that the Lualaba-Lubilash beds were not incorporated in the Kundelungu, since they are certainly of Karroo age.

There no longer remains any reason for separating the Kundelungu from the series underneath and it is logical to incorporate them all in one system for which I proposed, as long ago as 1928 (CB, 927, p. 20), the name "Katanga System." A few authors adopted that name and it was also accepted by the international reunion of African geologists, held at Kigoma in 1931 (CB, 1015). But at the Kigoma reunion the name "Kundelungu Series" was retained for the upper part of the Katanga System, that is for the deposits which Robert had called the "Kundelungu System." Serious objections can however be made against the use of Kundelungu as the name of either a series or system. As I have shown already, the word is ambiguous because of the conflicting definitions of Robert and of Cornet; the latter usage is still well known in South Africa in consequence of Studt's publication (CB, 572).

Working in the southern part, in the folds of the Zone de Cuivre and environs, there is a tendency to use the name "Kundelungu" for the big conglomerate and everything stratigraphically above it. There are no plateau-arkoses, and a third usage of the name therefore arises. Fortunately, it has not entered the geological literature of the country, and this objection is not very serious.

There is however a greater objection. In general, the geologists of the Union Minière have not much interest in the synclines of the Lufilian folds; they map the surroundings of their mines, i.e., in the main the anticlinal parts as far as and including the big conglomerate, which is a very typical rock and easy to recognize in the field. And since they want a common name for everything above that conglomerate, they use the name "Kundelungu." As a result there are two further usages—for the Kundelungu of Robert without the big glacial conglomerate; and for the Kundelungu of Robert without both the glacial conglomerate and the plateau-arkoses.

---

\* Stratigraphie générale du Congo Belge, mise à jour par les ingénieurs, chefs des Services Géologiques régionaux du Congo Belge au cours de leur réunion tenue à Costermansville du 15 au 26 janvier 1942 (*not published*).



These usages occur on the maps of the Union Minière which, however, are not published, and have crept into the published papers by Schuiling (CB, 950, p. 447); by van den Brande (CB, 1112, p. 77), by Delhay, who calls the tillite "prae-kundelunguan"\* and by Robert himself, who sometimes speaks of the glacial period between the schisto-dolomitic and Kundelunguan periods.†

Because the geologists working in the Zone de Cuivre need a common name for the rocks (chiefly calcareous shales) between the big conglomerate and the plateau-arkoses, I proposed the name "Katete Series" (CB, 927, p. 37), resuscitating an old name of Cornet (CB, 122, 124, 139, 140, 182). It is true that Cornet's Katete System also contains conglomerates (certainly the smaller conglomerate, and perhaps the big one as well) but they form only a minor part of it, as no great change of definition is involved; and the proposal had some advantage in creating no new name.

A thickness of 3,000 m. is rather great for a single series; the Katanga System: Lower Roan, Upper Roan, Mwashya, tillite, and the plateau-arkoses are all less than 1,000 m. (CB, 927, pp. 10-37, pp. 44-47; CB, 981, Rn, 232, 247). And because the small conglomerate has been proved to have considerable lateral extent and to be a good marker-bed, it is better to subdivide the Katete Series into Lower Katete and an Upper Katete, taking as the dividing line the base of the smaller conglomerate, which is where Robert (CB, 916, 948, 963, 1044, 1178) puts the boundary between his Lower and Upper Kundelungu.

There are still further complications in the present usage of "Kundelungu." In Marungu, a region north-east of Lake Mweru, de Magnée (CB, 1208) found above the plateau-arkoses a series of strata, which he wished to include in the Kundelungu System. Not knowing the Marungu region myself, I am not competent to judge if these beds of de Magnée form a regular continuation of the plateau-arkoses series. But there is thus a sixth meaning—Kundelungu in Robert's sense plus the Marungu rocks. A seventh and an eighth definition would arise if one were to include the Marungu beds but not the big conglomerate, or to include the Marungu beds with the Kundelungu in Cornet's sense.

In stratigraphy, it is necessary to have exact definitions of the terms in use. Since there are eight possible usages of "Kundelungu" of which four have already appeared in published literature, the name should be dropped. The name "Katanga System" seems the most logical since it can embrace all the rocks of the southern region and of the two plateaux; and can be subdivided into the seven or eight series; i.e., in ascending order, the Lower Roan; the Série des Mines or Upper Roan; the Mwashya; the tillite of the Katanga; the Lower Katete; the Upper Katete; the Plateau-arkoses; and perhaps the Marungu series. The complete Katanga System may provisionally be regarded as equivalent to the Transvaal System. As an additional proof of this correlation, it may be mentioned that the genus *Collenia* has been found in the Série des Mines by Jamotte,‡ and also occurs in the Dolomite Series of the Transvaal.§ Other evidence is given in my book of 1928 (CB, 927, p. 71). I disagree however with those who incorporate the Waterberg System in this correlation—Fourmarier|| (CB, 713), Robert (CB, 1099), and the Kigoma reunion (CB, 1015).

By suppressing the name Kundelungu, we get rid of another unsatisfactory term as well, that of "grand congrégat base du Système du Kundelungu" (CB, 871, p. 160, CB, 916, p. 62). It is a conglomerate with argillaceous or arenaceous matrix and subangular boulders and pebbles, 200 to

\* Étude critique des essais de corrélation entre le Congo Occidental et le Katanga. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 58, 1934, p. c 89-121, especially pp. 89, 103, 106, 109.

† Discussion on a communication of L. Cahen: À propos de formations périglaciaires de la Série de Mwashya. *Bull. Soc. belge de Géol.*, 56, 1947, p. 8-16, especially p. 16; and also M. Robert: Les traces de glaciation et les périodes climatologiques glaciaires au Katanga et en Afrique Australe. *Ibidem*, pp. 62-76, especially p. 63.

‡ Five articles, published with a sixth one, by the Comité Spécial du Katanga, at Elisabethville, 1944; also an article in the *Bulletin du Service Géologique, Congo et Ruanda-Urundi*, 2, 1946.

§ A. L. du Toit. *Geology of South Africa*, 1939, p. 112.

|| Fourmarier, CB, 713, and his later publications; Robert, CB, 1099, and his later publications.



600 m. or more in thickness. Most geologists assume a glacial origin for it, and I agree if the word "glacial" is taken in a wide sense for, in the Zone de Cuivre, I think it to be marinoglacial, particularly on account of its perfect conformity with the strata below.

In the Zone de Cuivre there are relatively few striated boulders. Such boulders are found in a strip running N.N.E. to S.S.W., west of the Kolwezi mine (Jamotte and van den Brande, CB, 1084, pp. 104-9). But from the sheet Ruwe 1 : 200,000 of the Atlas du Katanga (CB, 1070) one doubts whether this strip is really the Katanga tillite. It may belong to the Lualaba-Lubilash beds and thus be the equivalent of the Dwyka—a suggestion made to me by Mr. Nassen, through Mr. Vaes.

The Katanga tillite is conformable with the Katete Series above and the Mwashya below. The expression "conglomérat base du Système du Kundelungu" is likely to mislead by giving the impression of a transgression conglomerate.

Beneath the Mwashya Series separated by a tectonic break are the Série des Mines and the Lower Roan. To the combination of these three series Robert gives the name of "Système schisto-dolomitique-cherteux" (CB, 842, 871).<sup>\*</sup> I think this is an ugly name and that it is unsuitable, because there are shales in great quantity in the Katete Series; cherts in the Upper Katete Series;† and dolomites in the Kakontwe limestone, which occurs at the base of the Katete. Furthermore the Lower Roan is largely an arenaceous series (Rn, 226, 227, 228, 231, 232, 247, 249, 253, 261, 282). If a name for the three lower series of the Katanga System is required, the name Lower Katanga is logical, and Upper Katanga can be used for what was the Kundelungu in Robert's usage.

The name "Série des Mines" is well known to the geologists, mining engineers and miners of the Union Minière, for a series of five zones: the roches argilo-talqueuses, the roches siliceuses feuilletées, the roches siliceuses cellulaires, the schistes dolomitiques and the calcaire à minerais noirs. These zones are quite definite, though the upper and lower limits of the whole series are not accurately defined.

Gray, after discussion with Dubois and Schuiling, proposed to apply the name "Série des Mines" for the whole of the three series underneath the big conglomerate (Rn, 232; CB, 981), in view of the fact that the mines in the North Rhodesian Copperbelt are in the Lower Roan and not in the Upper Roan or Série des Mines of the Katanga. The Kigoma reunion accepted a similar proposal by Davidson (CB, 1015). But I think it is impracticable to introduce this change without causing confusion. I consider that the name "Série des Mines" should stay in use with its restricted meaning, i.e., for a special facies of the Upper Roan. It might however be useful to add the words "du Katanga" in order to indicate quite clearly that the equivalent of the Upper Roan is meant—and not the whole of the three lower series of the Katanga System or the rocks in the mines of the Rhodesian Copperbelt.

The stratigraphy, in tabular form, is summarized in the abstract.

<sup>\*</sup> And also his later publications, especially one of the *Mémoires de l'Institut Colonial Belge*, 6, 1939.

† See especially an article from Grosemans and Jamotte, *l'Horizon des cherts du Kundelungu Supérieur*, in the *Annales du Service des Mines du Comité Spécial du Katanga*, 8, 1937.

# ÉTUDES GÉOLOGIQUES DANS L'UBANGI \*

Par G. et J. GÉRARD et J. HUGÉ

French Equatorial Africa      Belgian Congo

## RÉSUMÉ

L'étude faite de part et d'autre de l'Ubangi nous porte à modifier les idées courantes sur la géologie de cette région et à préciser la composition et la tectonique du socle ancien.

**L**A géologie du bassin de l'Ubangi, tant en Afrique Équatoriale Française qu'au Congo Belge, n'est connue que d'une façon très sommaire.

La carte de Mr. P. Legoux (1942) montre l'Ubangi coulant de l'Est à l'Ouest puis du Nord au Sud jusqu'à Libenge à la bordure d'un massif algonkien ancien (séries quartzoschisteuses plus ou moins métamorphiques) largement étalé en Afrique Équatoriale Française. A proximité et au Nord de Libenge, l'Ubangi traverserait un lambeau de Kundelungu et, immédiatement au Sud de cette localité, il entrerait dans des formations rattachées au Karroo, elles-mêmes recouvertes, plus au Sud, par des dépôts récents.

La carte de M. P. Fourmarier (1930) montre les formations du Lualaba-Lubilash s'étendant du Sud au Nord dans presque toute la grande boucle que décrit l'Ubangi entre Banzyville et Libenge; le cours du fleuve lui-même se situe dans des roches granitiques de Yakoma, à Banzyville, dans des séries cristallophylliennes de Banzyville à Kouango, et dans des séries métamorphiques antérieures au Kundelungu, de Kouango aux abords de Libenge. Les affleurements de ces dernières séries seraient interrompus au Nord de Bangui par un massif granitique au centre duquel apparaît un massif de roches basiques, et à Bangui même, par un autre massif granitique. Peu au Nord de Libenge, l'Ubangi s'engagerait dans le Kundelungu, non différencié, recouvert, dès qu'on s'écarte de la vallée du fleuve, par les couches du Lualaba-Lubilash. A partir de Libenge, la carte n'indique plus que les couches du Lualaba-Lubilash, bientôt recouvertes elles-mêmes par des dépôts pléistocènes.

Ces deux cartes, basées sur des renseignements épars ou des itinéraires à très larges mailles, sont forcément sommaires.

Une documentation plus abondante fut apportée en 1936 et 1939 par M. B. Aderca. A la suite de plusieurs missions dans la région, celui-ci rapporta des renseignements précieux, montrant que le Karroo (ou Lualaba-Lubilash) avait dans l'Ubangi une extension beaucoup moindre que celle qui lui avait été attribuée antérieurement. Au lieu du Karroo, M. Aderca a reconnu des roches appartenant à des séries plissées, et souvent métamorphiques.

En janvier 1948, une mission fut entreprise conjointement par les Services Géologiques de l'Afrique Équatoriale Française et du Congo Belge de part et d'autre de l'Ubangi. Ensemble, nous avons exécuté les itinéraires de reconnaissance suivants: Zongo-Libenge-Gemena et Libenge-Bosobolo-Boduna au Congo Belge, Bangui-Bouali-Damara et Zinga-Mbaïki-Bangui en Afrique Équatoriale Française, puis la descente du fleuve des environs de Pandu à Libenge. Ensuite, l'un de nous (J. Hugé) étudia avec quelque détail la région comprise entre l'Ubangi et les rivières Liki et Bembe, et effectua un itinéraire de 120 km. sur l'Ubangi en amont de Banzyville.

Il ne peut être question d'établir ici une carte géologique, mais simplement d'apporter quelques indications nouvelles sur la constitution géologique de cette région de l'Afrique centrale.

\* Publié avec l'autorisation du Directeur du Service Géologique du Congo Belge et du Chef-Géologue de l'A.E.F. Les auteurs remercient Monsieur Corin de l'aide apportée pour les examens pétrographiques.

Nous décrirons successivement nos principaux itinéraires:—

- (I) Itinéraire suivant l'Ubangi, du confluent de la Bembe à Libenge.
- (II) Itinéraires dans les régions de Mbaïki-Bouali-Damara (A.E.F.).
- (III) Itinéraire Libenge-Gemena (Congo Belge).
- (IV) Itinéraire Libenge-Bosobolo-Boduna (Congo Belge).
- (V) Itinéraire suivant l'Ubangi, en amont de Banzyville.
- (VI) Notes diverses et conclusions.

#### I. ITINÉRAIRE SUIVANT L'UBANGI, DU CONFLUENT DE LA BEMBE À LIBENGE

Quatre zones à caractères différents sont à distinguer:

(a) *Entre les confluent des rivières Bembe et Wangu.*—L'étude de l'Ubangi a été complétée par des itinéraires de l'un de nous du côté belge.

La caractéristique de cette région est une alternance de quartzites et de roches vertes. Ces deux roches apparaissent en bandes parallèles, larges de quelques centaines de mètres. La direction de ces bandes passe par transitions de E. 20° N. près du confluent de la Bembe à E. 40° S. près du confluent de la Wangu. Les deux roches sont affectées de cassures souvent redressées, inclinées de 50° à 90° vers le Nord ou vers le Sud, et dirigées parallèlement à la direction générale des affleurements de roches vertes ou de quartzites. Ce parallélisme remarquable des directions influe nettement sur la topographie: les rapides de l'Ubangi et les alignements de collines leurs sont parallèles.

A côté des cassures, on observe également de curieux plis anticlinaux affectant les quartzites. Ceux-ci, en coupe horizontale, ont la forme d'épingles à cheveux très serrées avec de fortes pentes de part et d'autre de l'axe du pli, lui-même parallèle aux directions de cassures signalées plus haut. Ces plis affectent très souvent des roches très fines souvent siliceuses, de couleur verdâtre à brunâtre souvent chargées de menus cristaux d'amphiboles au voisinage des roches vertes.

Sur une bordure de plus de 15 km. de long de la rive gauche de l'Ubangi, on observe les mêmes phénomènes d'alternance de roches vertes et de quartzites. Mais ici, les roches vertes sont souvent masquées par d'épaisses croûtes latéritiques très continues au travers desquelles les quartzites apparaissent brusquement. Il semble que ces croûtes latéritiques sont localisées sur les roches vertes, ce qui fut d'ailleurs effectivement constaté en quelques points.

Les roches vertes sont des dolérites à structure ophitique caractérisée. La plupart sont très altérées par ouralitisations des pyroxènes et saussuritisation des feldspaths. Certaines sont entièrement chloritisées. Un seul affleurement a montré la dolérite à l'état relativement frais.

Les quartzites sont d'aspect massif, compact. En lames minces, ils montrent des grains de quartz de différentes tailles aux bords déchiquetés, à extinctions roulantes très accusées. La roche a subi une sérieuse recristallisation et des efforts tectoniques accentués.

Les roches fines, vertes, observées à la bordure des dolérites sont généralement siliceuses. On les voit parfois chargées d'amphiboles (genre trémolite-actinolite) en fines aiguilles et d'une poussière de minéraux biréfringents. En un endroit, près du confluent de la rivière Wangu, la roche fine au voisinage d'une bande doléritique est composée d'un fond de menus cristaux de calcite avec un peu de chlorite et fines aiguilles d'amphiboles déformées sur lequel se détachent des cristaux trapus de tourmaline.

(b) *Entre les confluent des rivières Wangu et Liki avec l'Ubangi.*—Cette zone se distingue par le caractère schisteux ou laminé des roches. Dans le lit même de l'Ubangi, on observe presque uniquement des phyllites, chloritoschistes souvent très plissotés et chiffonnés. La direction s'y maintient de façon assez constante entre N. 20° E. et N. 40° E. avec une inclinaison de 25° à 40° vers l'Ouest. Des itinéraires sur la rive gauche du fleuve n'ont pas confirmé cette régularité de direction. Jusqu'à 20 km. du fleuve, on observe des schistes métamorphiques avec des allures et des directions irrégulières. Près du village de Bavula, des chloritoschistes, des micaschistes et amphiboloschistes à grenats présentent des directions se rapprochant généralement de l'alignement Est-Ouest. En plusieurs points on observe des mylonites avec petits cristaux d'orthose (granite ou gneiss laminé)





## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

(c) *Du confluent de la Liki au Sud de Bangui.*—Peu au Sud du confluent de la Liki, l'Ubangi décrit un coude vers l'Ouest. Ce changement de direction correspond à un massif de quartzite dont on voit des affleurements remarquables aux rapides de Bangui. Après ceux-ci, le fleuve coule à nouveau vers le Sud.

Aux rapides de Bangui, le quartzite est très dur, compact: tous les grains de quartz sont jointifs. Un peu en aval, on trouve des grès-quartzites sombres à ciment phylliteux. Sur les collines de Zongo, face à Bangui les quartzites ont une structure très déchiquetée. Les collines de Bangui elles-mêmes montrent des intercalations schisteuses dans les quartzites. Partout les roches sont affectées de diaclases en tous sens et les allures compliquées sont la preuve de remaniements tectoniques importants.

(d) *Du Sud de Bangui à Libenge.*—A 25 km. au Sud de Bangui, les quartzites font place à des roches siliceuses, généralement très fines. De plus, dans la basse terrasse du fleuve, on recueille de nombreux débris de cherts zonaires. Ces caractères sont ceux de formations calcaires anciennes silicifiées. Aux rapides de Zinga (à 12 km. au Nord de Libenge) réapparaissent des dolérites, ici dans un état relativement frais, voisinant avec des roches silicifiées mais aussi avec des quartzites plissés, entrecoupés de zones d'écrasement, recouverts par d'autres quartzites légèrement conglomératiques, moins évolués (pas d'extinctions roulantes), d'allure plus calme, dirigés Nord-Sud et pendant de 15° vers l'Est.

### II. ITINÉRAIRES ZINGA—MBAIKI—BOUALI—DAMARA

(a) *De Zinga à Mbaiki.*—La route suit un gros affleurement de l'Ubangi, la Lobaye, depuis Zinga jusqu'à la Moboma, affluent de cette dernière. Les affleurements rencontrés sont ou des dolérites ou des quartzites. Nous y avons repéré au moins deux massifs de dolérites. Près de la Moboma, apparaissent des schistes tendres apparemment peu évolués. La découverte dans cette région de quelques débris de cherts nous inciterait à penser que ces schistes appartiendraient à des séries schisto-calcaires décalcifiées et silicifiées. A ces schistes sont associés des quartzites de direction N. 50° E., inclinés de 50° vers le N.W., et de nombreux filons de quartz.

(b) *De la rivière Moboma à Mbaiki*, on ne voit plus que des quartzites de direction N. S. à N. 10° E., inclinés vers l'Est.

(c) *De Mbaiki, on se dirige vers Bangui* sans plus observer d'affleurements. A quelques kilomètres de Bangui, on atteint la route de Bouali. Jusqu'à Bouali, on rencontre des affleurements de quartzite et de phyllades ou de micaschistes, souvent en bancs alternants, faiblement inclinés et dont les directions sont voisines du méridien. Au Nord et au Nord Ouest de Bouali, on aperçoit un haut escarpement derrière lequel s'étend un plateau d'où descend, en une chute d'une centaine de mètres, la rivière M'Bali. Cet escarpement et ce plateau correspondent à une importante masse de quartzite avec bancs de schistes intercalés.

(d) *La route de Bangui à Damara* se situe dans une zone à caractère schisteux. Les roches sont essentiellement des phyllades, des micaschistes et des chloritoschistes dont on traverse de beaux affleurements aux rivières Gunzi et Bongo, à 39 et 35 kilomètres de Damara. La direction y est N. 70° E. avec inclinaison de 30° vers le Nord. Une direction relevée sur un des rares affleurements de quartzites micacés de cette zone est Est-Ouest avec pente de 30° N.

(e) *La route de Bangui à Damara* se prolonge vers le Nord en direction de Fort-Lamy. Trente kilomètres au Nord de Damara, on observe encore des éboulis de quartzite massif, puis on atteint une zone tourmentée, très métamorphisée, où la roche prédominante est un gneiss à facies de migmatite. A 44 km. de Damara, parmi des affleurements de gneiss, s'élève une colline d'itabirites dirigées N.-S. et inclinées de 50° vers l'Ouest.

### III. ITINÉRAIRE LIBENGE—GEMENA (CONGO BELGE)

(a) *De Libenge jusqu'à quelque 40 km. de Gemena*, la route traverse un pays plat, monotone. Les affleurements sont rares. Au bac de la rivière Lua, affleure un quartzite compact. La direction des joints y est E. 10° N. C'est un quartzite typique avec quartz d'accroissement secondaire distinguishable des grains de quartz primaires.

(b) A 40 km. de Gemena, la topographie change: au Nord de la route, apparaissent de hautes collines parmi lesquelles on s'élève peu pour atteindre Gemena. Ces collines correspondent à l'apparition d'un grès-quartzite, généralement à grains de quartz entourés d'une auréole d'accroissement secondaire, mais ne présentant que peu d'extinctions roulantes. La stratification est souvent entrecroisée. La roche est plissée. A l'Ouest de Gemena, on relève des directions voisines du méridien, avec inclinaisons W. A Gemena même, les directions sont E.  $35^{\circ}$  S. avec pendage Nord.

#### IV. ITINÉRAIRE LIBENGE-BOSOBOLO-BODUNA

(a) De Libenge jusqu'au passage de la rivière Molenge, la topographie du pays est très accidentée. Puis la route est bordée au Nord par un plateau assez escarpé d'où les rivières descendent en chutes atteignant 50 mètres. On peut suivre le bord de ce plateau vers le Nord-Ouest, où on le voit se raccorder de façon régulière aux escarpements de Bangui. Ce plateau correspond à un massif de quartzites. Sur une dizaine de km. à partir du passage de la Molenge, on voit, au flanc des escarpements, ces bancs de quartzites d'allure très régulière, avec une direction E.  $10^{\circ}$  S., et une inclinaison de  $35^{\circ}$  à  $40^{\circ}$  vers le Nord.

(b) Après le passage de la rivière Libia jusqu'à Bosobolo et au-delà de cette localité jusqu'aux environs du passage de la rivière Mondio, les affleurements sont représentés par des quartzites et des phyllades souvent très altérés.

(c) Du passage de la Mondio jusqu'à Boduna, les roches sont essentiellement des micaschistes avec quelques intercalations de quartzites. Les micaschistes contiennent parfois du grenat et sont associés à des amphibolites. A Boduna, une belle coupe sur la rive gauche du fleuve montre sur 500 m. de longueur, des bancs épais de micaschistes à grenat dans lesquels s'intercalent quelques bancs de quartzite surmontés d'amphibolites. On y observe notamment un quartzite légèrement micacé affecté de plis aigus et très serrés montrant en lame mince une orientation parallèle des grains de quartz. La direction varie de N.-S. à N.  $50^{\circ}$  E. avec inclinaison de  $10$  à  $35^{\circ}$  vers l'Ouest.

A 35 km. au Sud-Ouest de Boduna, on observe encore un pointement de dolérite parmi des affleurements de quartzites et de phyllades très altérés.

#### V. ITINÉRAIRE SUIVANT L'UBANGI EN AMONT DE BANZYPVILLE

(a) A Banzyville (face au poste de Mobaye, en A.E.F.), l'Ubangi se resserre entre d'énormes barres de quartzite compact correspondant aux alignements des collines s'élevant sur ses deux rives. Immédiatement en aval, le fleuve s'étale largement, encombré de bancs de sable. Les quartzites ont une direction N.  $35^{\circ}$  W. et une inclinaison de  $20^{\circ}$  vers le N.E. avec deux système de diaclases verticales, l'un N.-S., très marqué, l'autre E.-W. De Banzyville vers l'amont jusqu'au village de Dia, distant de 10 km. on observe de nombreux affleurements des mêmes quartzites avec la même direction et une inclinaison vers l'Est voisine de  $35^{\circ}$ . Un seul affleurement important a montré une direction N.  $50^{\circ}$  E. avec une inclinaison de  $20^{\circ}$  W.

(b) De Dia au village de Dibanga, les roches ont un caractère souvent schisteux. Les affleurements de micaschistes et de phyllades prédominent, quoique les bancs de quartzites laminés ne soient pas absents. Les directions sont moins régulières que dans le tronçon précédent. Elles varient d'Est-Ouest près de Dia, à Nord-Est Sud-Ouest à Dibanga. Près de ce village, un affleurement montre le boudinage des bancs de quartzites interstratifiés dans des micaschistes.

(c) De Dibanga aux rapides de Satema, les affleurements du lit de l'Ubangi sont de nouveau des quartzites. Les allures sont souvent tourmentées, compliquées de plis et de diaclases. Un massif de roches vertes et un massif de gabbro apparaissent en aval de Satema, séparés par des quartzites et des roches silicifiées. Le gabbro est caractérisé par la présence de diallage ouralitisé. Les feldspaths sont albitisés. Ils sont auréolés de micropegmatites. Localement la roche se montre écrasée mylonitisée et chloritisée.

Dans la dolérite, les feldspaths sont saussuritisés et les pyroxènes entièrement ouralitisés.



(d) *Des rapides de Satema au confluent de la rivière Dundi.*—Sur plusieurs kilomètres, les rapides Satema font apparaître d'énormes masses de quartzites compacts dont les directions oscillent entre N. 45° W. et N. 20° E.

A 10 km. en amont de Satema, apparaît un nouveau massif de dolérite s'étendant sur quelques kilomètres. En amont de celui-ci, on pénètre dans une zone toute différente des précédentes. Les quartzites disparaissent et font place à des roches silicifiées ayant très nettement conservé les traces de la sédimentation calcaire: elles sont parfois oolithiques, parfois siliceuses, zonaires; on trouve d'abondants débris de cherts. Ces affleurements se poursuivent au moins jusqu'au confluent de la rivière Dundi.

## VI. DIVERS ET CONCLUSIONS

(1) *Stratigraphie.*—Il est à notre avis, trop tôt pour établir une stratigraphie de l'Ubangi, et nous ne pouvons ici suivre M. Aderca dans toutes ses conclusions. Cependant, comme celui-ci l'a fait dans une note manuscrite remise à l'un de nous, nous hésitons à reporter la limite Nord du Karroo au Sud d'une ligne passant par Libenge-Gemena et Businga. En effet, tant à Libenge qu'à Gemena, les roches sont des quartzites montrant une nette évolution. A Gemena, ces quartzites sont plissés. A Businga, on observe des roches silicifiées et plissées. Ces caractères ne sont pas ceux du Karroo de la bordure de la cuvette congolaise. Dans la même note, M. Aderca signale la présence de formations calcaires silicifiées anciennes. Nous avons observé ces formations au Nord de Libenge à Businga et en amont de Satema. En ce qui concerne les terrains situés au Nord d'une ligne passant par Libenge, Gemena et Satema, nous ne pouvons rien affirmer au point de vue stratigraphique. Certains traits morphologiques tels que la crête Gemena-Satema, l'escarpement qui, partant de Bangui se dirige vers le Sud-Est et le plateau du Nord-Ouest de Bouali, ne se confirment pas comme entités ou limites stratigraphiques.

(2) *Métamorphisme et tectonique.*—Le métamorphisme apparaît à divers stades. Au Nord de Damara, on atteint un massif de gneiss du type migmatite. C'est là que les formations argileuses nous ont paru les plus transformées.

Dans la région de Boduna, des micaschistes à grenats, des amphibolites, voisinent avec des bancs de quartzite dont la recristallisation très poussée apparaît en lames minces dans le parallélisme de l'orientation optique des grains de quartz.

A part ce cas extrême, les quartzites apparaissent à tous les stades de recristallisation, depuis le quartzite à ciment phylliteux à auréoles d'accroissement distinguables au microscope et à très faibles extinctions roulantes (surtout au Sud du parallèle de Bangui), jusqu'au quartzite complètement silicifié, avec grains s'endurant mutuellement, affectés d'extinctions roulantes marquées, parfois déchiqueté. Les formations argileuses ont été transformées en phyllades, micaschistes, chloritoschistes, amphiboloschistes.

La tectonique est compliquée de plis et fractures et nous ne pouvons émettre de conclusion d'ensemble à ce sujet. Un fait certain est que toutes les formations que nous avons observées sont plissées. De nombreuses observations sur l'Ubangi en amont de Bangui jusque 120 km. en amont de Banzyville nous font penser que les roches y affleurant ont été remaniées par plusieurs plissements: ce sont ces anticlinaux très serrés avec ennoyage brusque dans deux sens opposés, ces grandes zones de fractures avec déplacement recoupant le feuilletage des schistes métamorphiques.

(3) *Roches intrusives.*—Les roches intrusives observées sont presque toutes des dolérites. Un seul affleurement, en aval de Satema est constitué de gabbro.

L'abondance des intrusions doléritiques est frappante. De l'Est à l'Ouest, elles s'étendent au moins sur 500 km., depuis la rivière Moboma (A.E.F.) jusqu'en amont de Satema sur l'Ubangi. On n'en voit le plus souvent que des pointements isolés mais dans la région où l'examen fut approfondi, ces pointements se révélèrent être des dykes.

Ainsi entre les rivières Wangu et Bembe, elles forment des bandes parallèles alternant avec des bandes de quartzite. Elles sont diaclasées parallèlement aux plis et diaclases des quartzites eux-mêmes

et à la direction générale des affleurements. Ce fait ne semble s'expliquer que si les intrusions, contemporaines du plissement se trouvaient consolidées avant la fin de celui-ci. Nous ne pouvons toutefois préciser si les nombreux autres massifs doléritiques observés présentent les mêmes caractères.

*En résumé*, toute cette région apparaît comme constituée de roches plissées antérieures au Karroo. Au Nord de Damara ces roches s'adossent à un massif granitique. Quelques kilomètres au Sud de la ligne Libenge-Gemena-Businga, elles sont recouvertes par le Karroo. Des plissements et des remaniements successifs ont affecté, au Nord d'une ligne partant de Bangui et passant peu au Sud de Banzyville, des terrains certainement très anciens et antérieurs au Cambrien. Au Sud de cette ligne et surtout dans la région de Gemena et de Businga, les roches sont généralement moins transformées quoique plissées. On y observe des formations calcaires silicifiées.

D'innombrables pointements de roches basiques (presque toujours des dolérites) sont les seuls représentants des roches intrusives.

#### RÉFÉRENCES

- ADERCA, B. 1936. Note préliminaire sur la géologie du District du Congo Ubangi. *Bull. Inst. Roy. Col. Belge*, 7, fasc. 1, pp. 109-118.
- 1939. Note complémentaire sur la géologie du District du Congo Ubangi. *Bull. Inst. Roy. Col. Belge*, 10, fasc. 1, pp. 159-163.
- FOURMARIER, P. 1930. Carte géologique du Congo Belge (1/2.000.000). *Inst. Cartographique Militaire*. Bruxelles.
- LEGOUX, P. 1942. Carte géologique provisoire de l'Afrique Équatoriale Française (1/3.500.000). *Publiée par le Service Géographique des Forces Françaises Libres au Levant*.

# THE SEQUENCE OF PRE-CAMBRIAN OROGENIC BELTS IN SOUTH AND CENTRAL AFRICA\*

By ARTHUR HOLMES

Great Britain

## ABSTRACT

A preliminary attempt is made to recognize some of the main Pre-Cambrian orogenic belts of South and Central Africa and to suggest their probable sequence (a) by applying the tectonic principle that an orogenic belt which cuts across another must be the younger; and (b) by utilizing the ages of analysed radioactive minerals, mostly derived from pegmatites such as commonly represent the closing stages of the respective cycles to which they belong.

The Mozambique belt is traced from south of the Zambezi to the Abyssinian frontier and is provisionally dated at about 1300 m.y. A series of transverse belts, e.g. the Nyanzian-Kavirondian belt of S. Kenya and N. Tanganyika, the still older Dodomo belt of central Tanganyika, and the Sebakwian, Bulawayan and Shamvian belts of S. Rhodesia, are truncated on the east by the Mozambique belt and are therefore regarded as older than the latter. None of these has as yet been dated, but lepidolite from a pre-Pongola pegmatite in Swaziland—part of another transverse belt—may have an age of the order 2000 m.y. (Ahrens). Age estimates (all of the order 1000 m.y.) of post-Karagwe-Ankolean euxenite from Uganda, post-Damara lepidolites from S.W. Africa (Ahrens) and post-Kheis uraninite from Gordonia in S. Africa suggest as a working hypothesis that the intensely folded sediments of the Karagwe-Ankolean, Urundi, Kibara, Damara and Kheis Systems may all belong to a single orogenic belt truncating the above-mentioned transverse belts on the west. The obviously younger Katanga belt is well dated by pitchblende (585 m.y.). The Morogoro uraninites are of the same age (590 m.y.), but if the pegmatites in which they occur are symptomatic of a continuation of the Katanga belt, the corresponding sediments must have been removed by denudation.

It is emphasized that correlation by orogenic belts implies, at the best, no more than correlation by eras. At least seven such major cycles can be recognized in the Canadian Shield and there seem to be quite as many in the African Pre-Cambrian.

## I. METHODS OF ATTACK

THE provisional suggestions advanced in this contribution are based on a combination of two methods for attacking the problems of Pre-Cambrian sequence and correlation which have not hitherto been systematically applied to Africa. The first involves the recognition of successive orogenic belts and cycles, and depends on the detailed mapping of assemblages of ancient rocks that formerly seemed to be a hopeless tangle of complexity. The second is the dating of these cycles by age determinations of suitably selected radioactive minerals.

In accordance with the actualistic principles first made familiar by Sederholm in their application to Fennoscandia, the history of the Pre-Cambrian eras (including the so-called Archaean) is found to be mainly that of a long series of orogenic cycles, each of which, though having distinctive peculiarities of its own, is essentially of the same kind as the later Caledonian, Hercynian, and Alpine cycles. In the simplest terms a cycle includes the development and infilling of a long geosynclinal depression, perhaps interrupted at intervals by volcanic and plutonic activity and folding, but always eventually followed by a climax of mountain-building, accompanied by regional metamorphism and granitization, together with emplacements of granite and pegmatites and in many cases with the formation of ore deposits. Differential uplift of the resulting orogenic belt makes possible the development of a more or less continuous system of mountain ranges which are gradually worn down by denudation.

Sederholm's conviction that the Archaean was not a single era of universal tectonic and plutonic activity but that mountain-building then, as later, was a cyclic phenomenon, restricted on each occasion to long relatively narrow zones of the crust, has been amply vindicated by the progress of geological mapping. Each of the old shields has an ingrained pattern of successive orogenic belts and each continent appears to be an integration of many such belts. Wherever one orogenic belt cuts across

\* For discussion of this paper see pp. 7-10.



another the relative ages of the two are determinable. For example, quite apart from other considerations, it is clear from the dominant structural trend-lines (as indicated by fold-axes, foliation, etc.) that the Caledonian belt is later than the Lewisian in Scotland and later than the Karelian in Fennoscandia. But by itself the recognition of folded belts is not enough to establish a complete chronological classification. Two belts of different ages may not come into contact within the area under review; or, if they do, they may have the same regional trends, one being parallel to the other or even superimposed upon it. Moreover, long stretches of individual belts may be hidden by lakes or seas or blanketed by spreads of younger sedimentary or volcanic rocks, so that it becomes impossible by purely geological methods to establish reliable correlations from one exposed part of a belt to what appears to be its continuation elsewhere. Difficulties of these kinds introduce ambiguities that can be cleared up only when the radioactive methods of dating the rocks can be successfully applied to the problem.

The radioactive methods depend on:

- (a) the accumulation of radiogenic lead in uranium- and thorium-bearing minerals (Wickman, 1944; Holmes, 1947 *b* and *c*);
- (b) the accumulation of radiogenic helium in rocks and minerals, and particularly in magnetite (Hurley and Goodman, 1943); and
- (c) the accumulation of radiogenic strontium ( $\text{Sr}^{87}$ ) from rubidium ( $\text{Rb}^{87}$ ) in minerals such as lepidolite and Rb-bearing feldspars (Ahrens, 1948).

Suitable minerals for the lead and strontium methods generally occur in pegmatites, or in ore deposits in the case of pitchblende, and consequently the ages so determined refer with few exceptions to the closing phases of the cycle to which the pegmatites or ore deposits belong. Although actual age determinations are still far fewer than could be desired, there has recently been a great acceleration of progress which makes it possible at least to begin the inspiring task of constructing a chronological classification of the Pre-Cambrian cycles. A survey of all the results so far achieved indicates that the closing stages of major orogenic cycles seem to have been fairly uniformly spaced out during geological time, the average interval being roughly 200 m.y. The oldest accurately dated radioactive minerals—those of the post-Keewatin pegmatites of the region between Lake Winnipeg and the Lake of the Woods—have an age of about 2,000 m.y. (Holmes, 1947c; Ahrens, 1948). Corresponding to this result, seven major cycles can now be recognized in the Pre-Cambrian in addition to the three better known post-Cambrian examples. Moreover, since there is good reason for believing that the age of the earth is not less than 3,000 m.y. (cf. my estimate of 3,350 m.y.: Holmes, 1947a; 1949) it is not unreasonable to anticipate that even older cycles remain to be discovered. The traditional belief that there were only three major cycles in the Pre-Cambrian (e.g., the Laurentian, Huronian, and Keweenawan cycles of North America) can no longer be sustained. In this connection it is interesting to notice that the 2,000 m.y. post-Keewatin pegmatites referred to above are those which were called “Laurentian” by A. C. Lawson. How wrong Lawson was in his implied correlation is now amply proved by the fact that the pegmatites of the real Laurentian 800 miles to the east, have an accurately determined age of just over 1,000 m.y. and thus belong to a very much younger cycle. Obviously the time has come to liberate Pre-Cambrian geology from the tyranny of a telescoped classification in which the Archaean, be it Laurentian, Lewisian, Swaziland, or Dharwar, is regarded as a single era of world-wide distribution. Five “Archaean” cycles are already known and there has probably been time enough in the geological past for double that number.

It should be noted that no detailed correlations are attempted in this paper. Recognition of orogenic belts and their sequence implies no more than correlation by cycles and eras. Even so, it is believed that the large-scale structural patterns illustrated in the accompanying map and the chronological classification here suggested—though admittedly no more than a first approximation—may serve to rough out the main lines of Pre-Cambrian history over a considerable area of Africa, and at the same time to draw attention to the many problems that remain for solution by careful mapping and accurate age determinations.

# PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

## II. THE MOZAMBIQUE BELT

My interest in the Pre-Cambrian rocks of Africa began in 1911 when, in company with my fellow students, E. J. Wayland and D. A. Wray, I took part in the first geological exploration of the District of Mozambique (Holmes, 1918). The dominant rocks were found to be biotite-gneisses and migmatites, with sparing occurrences of infolded schists, marbles, and amphibolites, together with later granites and pegmatites. Over wide areas the whole foliated complex has a well-defined trend which swings broadly from a little E. of N. near the coast to nearly N.E. inland, becoming more northerly again locally and in the west. The rocks now exposed evidently represent the deep interior of part of an orogenic belt which has been very considerably uplifted and in consequence deeply eroded. This belt, which I propose provisionally to call the *Mozambique Belt*, has now been traced from south of the Zambezi to the extreme north of Kenya and Uganda.

In an attempt to estimate the ages of some of the Mozambique rocks I made the following determinations on zircons (Table I) separated from heavy minerals collected in the field (Holmes, 1918, pp. 85-90). The age estimates are probably too low, because later experience has shown that my early

TABLE I  
AGE ESTIMATES OF ZIRCONS FROM MOZAMBIQUE

|                   | Pb   | U    | Th     | Pb   | U    | Apparent Age (m.y.) |
|-------------------|------|------|--------|------|------|---------------------|
|                   |      |      |        | U+Th | U+Th |                     |
| Gneissose granite | ·054 | ·257 | ·0013* | ·209 | ·995 | 1320                |
| Granite           | ·032 | ·193 | n.d.   | ·166 | —    | 1080                |
| Granite           | ·026 | ·171 | n.d.   | ·152 | —    | 1000                |

\* Determined by Dr. R. W. Lawson. Zircons generally contain negligible quantities of Th. See Mendes, 1945, for the unusually high radioactivity of zircon from Ribawe.

determinations of Ra, like those of all the workers at that time, were somewhat high; on the other hand some of the lead may be original. So far as the data can now be interpreted, they indicate that the Mozambique Belt may be older than the Damara—Karagwe-Ankolean Belt (p. 260).

Further south in Portuguese East Africa, a similar assemblage of rocks has been described by Teale (1924) from the Sabi River to the Zambezi, where the prevailing foliation is N.—S. Freire d'Andrade (1929) has provided a useful summary of Portuguese East Africa geology, and his descriptions make it clear that throughout the territory the dominant trend is nearly N.—S.; that the metamorphic grade is everywhere high; and that marbles and haematite- and graphite-bearing schists are characteristic. See also Walls (1922) for Portuguese Nyasaland.

Beyond the Rovuma River the belt continues northwards through the eastern part of Tanganyika, where gneisses with infolded strips of meta-sediments such as schists, quartzites, crystalline limestones and graphite-schists are widely exposed (Oates, 1933; and geological maps accompanying Teale and Oates, 1946, and Stockley, 1947). The general trend swings gently between N. and N.E.

Traced to the north from Mozambique, which represents a structural culmination, the structures tend to plunge northwards and meta-sediments become more abundant, until in Kenya there is preserved a thick succession of pelitic schists, psammitic granulites and occasional marbles and mafic rocks, accompanied by the usual migmatites, granites, and pegmatites. The old meta-sediments east of L. Magadi were first described by Parkinson (1913) and called the Turoka Series. More recently Shackleton (1946) has described the eastern part of the belt towards L. Victoria; Parkinson (1947) the outcrops east of Kilimanjaro; and Schoeman (1948) those of an area east of Nairobi. Further north the corresponding rocks of the Northern Frontier Province have been described by Parkinson (1920) and Dixey (1948); those of the Suk Hills by Glenday and Parkinson (1926); and those of Turkana by Dixey (1948). Although the foliation swings about locally, the regional trend in Kenya seems to alternate between N. and N.N.W. Parkinson (1926 and 1947) has noted the essential



### HOLMES: PRE-CAMBRIAN OROGENIC BELTS

identity of the meta-sediments along a belt of country 700 miles long and 250 miles wide in Kenya alone, and has indicated their close relationship to the corresponding rocks of Tanganyika and Mozambique in regard to lithology, tectonic style, and trend, and metamorphic grade and granitization. He was the first to suggest that the original sediments of this long belt were deposited in a geosyncline.

#### III. THE OLDER TRANSVERSE BELTS

The eastern margin of the Mozambique Belt has nowhere been seen, and presumably it lies beyond the coast. On the landward side, however, the western margin can be located within limits where the transverse orogenic belts or the regions to the west are cut across by the Mozambique Belt. Such transverse belts are the Nyanzian-Kavirondian of South Kenya and North Tanganyika; the still older Dodoma Belt of central Tanganyika; and the Sebakwian, Bulawayan, and Shamvian Belts of Southern Rhodesia. It is tectonically inconceivable that these wide and highly compressed belts could just suddenly end. They must have originally continued across what is now the site of the Mozambique Belt, and since the latter shows no signs of later transverse foldings it follows that the transverse belts must be older than the Mozambique Belt.

It might be expected that in tectonic culminations along the Mozambique Belt the floor rocks of the geosyncline would somewhere be exposed. One such case appears to have been recorded by Walls (1922) who described an E.-W. belt of quartzite and banded ironstones in Portuguese Nyasaland along the Lurio valley which may be a continuation of one of the Southern Rhodesian belts. Walls notes the similarity to the Swaziland rocks and refers to the intense contortion that has resulted from folding in two directions at right angles. He suggests (p. 209) "that the thrust which produced the north-south ridges was subsequent to that which produced the east-west ridges."

Another example has been described by Temperley from the Mpwapwa area, near Dodoma. The rocks of the Dodoma Belt (representing the foreland of the Mozambiquian orogeny) consist of meta-sediments and a suite of metamorphosed basic and ultra-basic rocks, associated with a widespread development of migmatites and "Central Granite" (Wade and Oates, 1938, p. 14). Throughout their extent these rocks have a remarkably constant E.S.E. grain. Near Mpwapwa, embedded in granite-gneiss of later formation, remnants of a synclinally folded zone of schists, granulites and amphibolites belonging to the Dodoma Belt "has subsequently become crumpled into a zig-zag form as a result of E.-W. compression" (Temperley, 1938, pp. 16-17). In a later publication Temperley (1942, p. 70) gives the order of events as:

- (i) Major folding with axes W.N.W.-E.S.E. (corresponding to the Dodoma orogeny);
- (ii) Distortion of major folds and local imposition of isoclinal folds with N.N.E.-S.S.W. axes (corresponding, with (iii) and (iv), to the Mozambiquian orogeny);
- (iii) Regional metamorphism followed closely by
- (iv) Granitization.

From the altitude of the deformed Dodoma rocks it is clear that the Mozambique belt has been uplifted many thousands of feet relative to its foreland. What is probably the front of the Mozambique Belt west of Mpwapwa is indicated by the occurrence of a series of N.E.-S.W. zones of intense shearing marked by the development of mylonite and augen structures.

East and south-east of L. Victoria the Mozambique Belt cuts across the gold-bearing Nyanzian-Kavirondian Belts (Stockley, 1943; Pulfrey, 1947). Describing the Migori gold belt, Shackleton (1946, p. 41) draws attention to the remarkable way in which it suddenly ends. Followed eastwards along their strike the Nyanzian rocks, with infolded Kavirondian conglomerates, are last seen passing beneath the Tertiary lavas of the Isuria Plateau. On the other side of the Plateau, only a few miles further east, the lavas lie directly on a zone of mylonitized gneisses. These rocks are referred to the "Basement System," which is more extensively exposed in the Lemeck Hills and the western part of the Masai Reserve, where quartzites and gneisses share a general N.N.E. strike. No gold mineralization of economic value has been discovered in these rocks or, indeed, anywhere in the Mozambique Belt. Shackleton notes that "whereas the Basement System rocks have everywhere suffered fairly high-grade



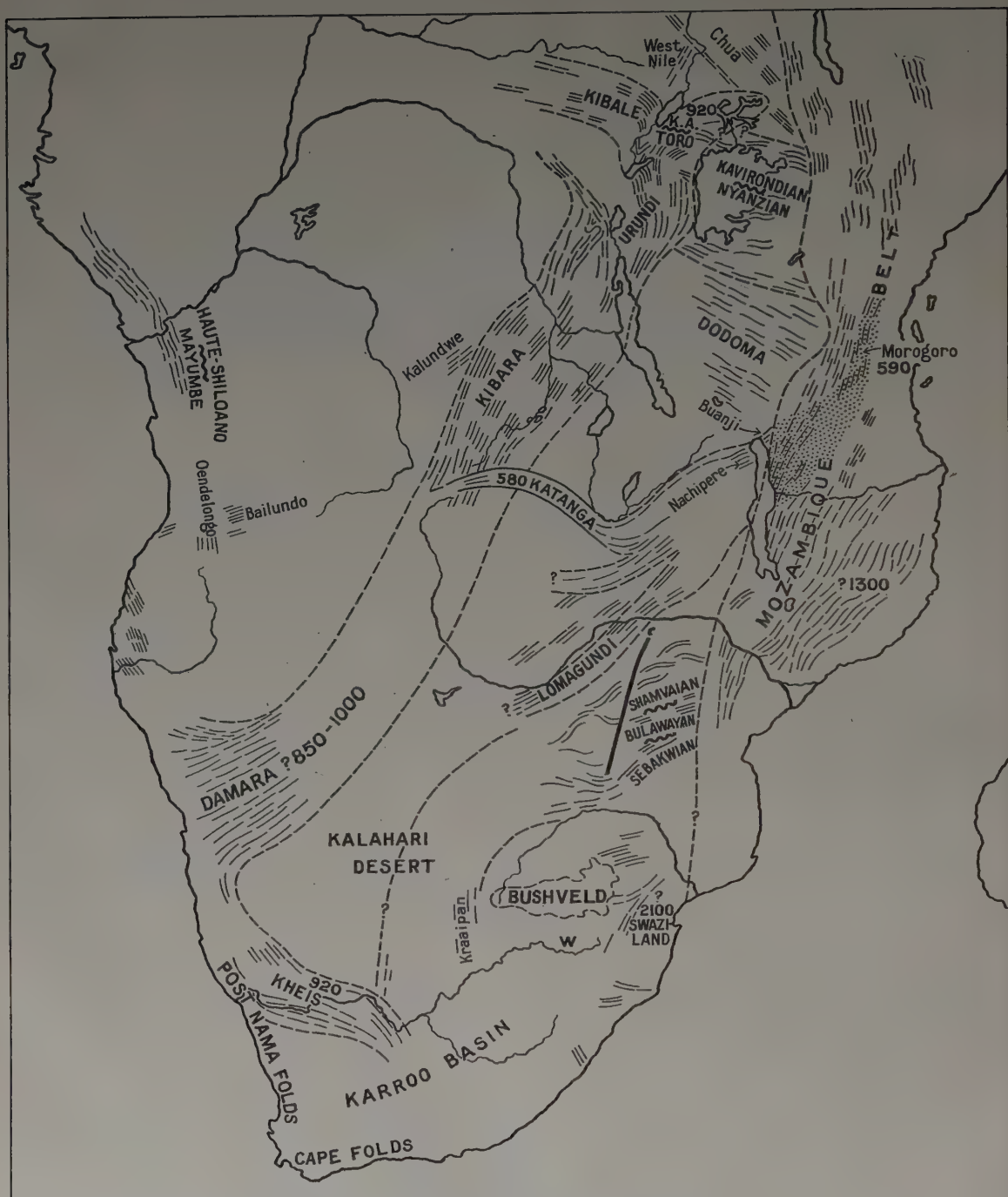


FIG. 1.—Provisional map of Pre-Cambrian orogenic belts in South and Central Africa. The figures represent the ages of radioactive minerals in millions of years. K.A. = Karagwe-Ankolean. W = Witwatersrand.

*Correction:* Nachipere (N.E. end of L. Nyasa) should be Mafingi. The Nachipere rocks are south of L. Nyasa.

## HOLMES: PRE-CAMBRIAN OROGENIC BELTS

regional metamorphism the grade of metamorphism of the Nyanzian rocks is that characteristic of the chlorite zone or even lower." This contrast is the only evidence for the current supposition that the so-called "Basement" rocks are older than the Nyanzian. The tectonic evidence, however, admits of no other interpretation than that the Nyanzian and Kavirondian rocks are actually the older. Degree of metamorphism is not by itself a stratigraphical criterion, and in this case the high grade of the Mozambique belt is an expression of the effect of differential uplift and deep denudation.

On the Tanganyika side of the border the Musoma gold belt similarly comes to an abrupt end, and to the east a series of hornblende-schists and gneisses trending N.N.E. occurs where the continuation of the gold belt would normally be expected (Stockley, 1935, p. 9).

Hitherto in Tanganyika the rocks of the Dodoma and Mozambique Belts have been grouped together as the "Lower Division Basement Complex" or, more recently, as the "Basement System" (Stockley, 1943) with a hint that the rocks of what is here called the Mozambique Belt are the younger (Stockley, 1947, p. 380). In place of the official interpretation of the sequence listed on the left, the sequence deduced from the evidence summarized above (see map) is that given on the right:

### *Official sequence*

Kavirondian

Nyanzian

Basement  
System

{ Mozambique Belt  
{ Dodoma Belt

### *Suggested sequence*

Mozambique Belt

and thrust

Kavirondian

Nyanzian

Dodoma Belt

In the neighbourhood of L. Nyasa it seems probable that the western front of the Mozambique Belt crosses the lake, though exactly where still remains doubtful. Dixey (1932, p. 12) considers that his Nachipere Series, in the southern part of Nyasaland and notably in the Port Herold Hills, represents the meta-sediments of the Mozambique Belt. The rocks include ferruginous quartzites, mica- and graphite-schists, marbles, and hornblende-schists with migmatites and granites: an assemblage that is consistent with the proposed correlation. The strike varies between E.N.E. and N.N.E. and swings to a more nearly N.-S. direction across the Zambezi in Portuguese territory. This interpretation is supported by observations in the Macequece area. Here the Umtali gold belt of Southern Rhodesia trending E.N.E. (Phaup, 1937) continues into Portuguese East Africa, where the fold axes follow a more easterly direction. The rocks are those of the Sebakwian, Bulawayan, and Shamvian Systems (Macgregor, 1947). It is known from the early work of Teale (1924) that N.-S. striking gneisses occur east of the termination of the gold belt. Książkiewicz (1941) records that 20 km. east of Macequece the gold belt abruptly ends against a N.-S. trending range of rocks which, from his description, are of typically Mozambiquian facies.

About 100 miles further south the Mozambique Belt disappears from view beneath a widespread blanket of Cretaceous-Recent deposits which extends to Natal. In this region the older Pre-Cambrian rocks of the foreland include the transverse ranges of the Swaziland Group exposed between the Lebombo and the Bushveld. Here, I need only refer to the Kabuta area in Southern Swaziland, where recent mapping by Hamilton (1939) has established the following sequence:

### Dwyka Series

Post-Pongola Granite  
Upper Pongola Beds

Pre-Pongola Granite and Pegmatite  
Primitive schists and gneisses

(of Bushveld type)  
(probably Witwatersrand)

(of "Old Granite" type)  
(compared with Jamestown Series)

## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

In a later paper Hamilton (1939, p. 202) describes a lithium-bearing pegmatite associated with the pre-Pongola Granite. An age-estimate of lepidolite from this pegmatite has been made by Ahrens (1948), using the Sr/Rb method. The average of three determinations is  $2,100 \pm 300$  m.y., and though this result may be somewhat high, since no correction for the possible presence of original Sr has yet been made, there is good reason for believing that most of the Sr in the minerals selected for investigation by Ahrens is of radiogenic origin. Wherever comparison is possible, the ages determined by Ahrens are almost all in good agreement with those determined by the lead method. Meanwhile this result provides a preliminary dating of the Swaziland "Old Granite" which supports the conclusion that the transverse belts of the Mozambiquian foreland are older than the Mozambique Belt itself.

### IV. THE KARAGWE-ANKOLEAN -KIBARA -DAMARA -KHEIS BELT

As indicated on the map, p. 258, a well-marked orogenic belt extends from the north and west of L. Victoria to the headwaters of the Zambezi, beyond which it is hidden by the Kalahari deposits of the Cubango Basin. The sedimentary assemblage is a highly characteristic one, of closely folded shales, phyllites and quartzites, and these, together with the later granites and the associated deposits of tin and wolfram, have been well described in a copious literature. In Uganda the sediments are familiar as the Karagwe-Ankolean System (Combe, 1932; and see later Annual Reports of the Uganda Survey). In the Belgian Congo to the south and south-west they form the Urundi System and possibly also the underlying Ruzizi System, which appears to constitute an older and considerably more metamorphosed part of the same geosynclinal belt (Boutakoff, 1939). From about the position of Albertville on L. Tanganyika to the High Zambezi the sediments are known as the Kibara System (Robert, 1944; Cahen and Mortelmans, 1946).

Geologically, this well-established belt is younger than the Dodoma belt and younger than the Toro System of Uganda and the corresponding Kibale Series of the N.E. Belgian Congo, both of which possibly belong to the same orogenic belt as the Nyanzian-Kavirondian. On the other hand the Kibara System is older than the Katanga System, the close of which is accurately dated by the occurrence of pitchblende having an age of 580 m.y. Conforming with this evidence the age of a sample of euxenite associated with a post-Karagwe-Ankolean granite in Uganda (analysis 2 of Table II) is found to be about 920 m.y. This at once suggests a correlation with the Gordonia uraninite (from post-Kheis pegmatites) of which the age is about the same.

TABLE II  
AGE ESTIMATES OF RADIOACTIVE MINERALS FROM UGANDA AND GORDONIA

|         | U     | Th   | Pb   | Pb     | U      | Apparent<br>Age in m.y. |
|---------|-------|------|------|--------|--------|-------------------------|
|         |       |      |      | U + Th | U + Th |                         |
| 1. .... | 8.42  | 4.85 | 1.54 | .125   | .750   | 995                     |
| 2. .... | 9.30  | 2.95 | 1.43 | .117   | .759   | 920                     |
| 3. .... | 63.69 | 8.19 | 8.80 | .122   | .886   | 875                     |
| 4. .... | 63.47 | 7.39 | 9.45 | .133   | .896   | 940                     |
| 5. .... | 58.20 | 8.06 | 9.40 | .142   | .879   | 970                     |

1. *Euxenite* (original sample) from vein in Mubende granite, near Kagadi, West Buganda. *An.* W. H. Bennett (communicated by Imperial Institute).
2. *Euxenite* (purified material separated from same sample as No. 1). Locality and analyst as under No. 1.
3. *Uraninite*, Bokspit Farm, Gordonia. *An.* E. D. Mountain (*Rec. Albany Mus.*, 4, 1931, p. 139).
4. *Uraninite*, Back River, Gordonia. *An.* H. Haller (F. Behrend, *Archiv. f. Lagerstättenforschung*, 54, 1933, p. 19).
5. *Uraninite* (sample B), Back River, Gordonia. *An.* F. Hecht (A. Holmes, *Am. J. Sci.*, 27, 1934, p. 345).

In order to link the Kibara Belt with the Kheis Belt (see map) it seemed necessary to include the Damara Belt of South-West Africa (Gevers and Frommurze, 1930a; Beetz, 1934; Gevers, 1935).



# HOLMES: PRE-CAMBRIAN OROGENIC BELTS

This tentative correlation of the Damara Belt was supported by the tin occurrences and the general geochemistry of the post-Damara and Namaqualand pegmatites (Gevers and Frommurze, 1930b; de Kock, 1933; Gevers, 1937) and also by the fact that the general S.W. trend of the Damara rocks swings to the south about half-way (inland) between Walfish Bay and Luderitz Bay.

It therefore seemed to be the confirmation of a prophecy when Ahrens (1946; 1948) found an average age of about 1,000 m.y. for a series of rubidium-bearing minerals from the post-Damara pegmatites (Table III). This result is likely to be a little high, because of the possible presence of some original strontium, and in a later publication Ahrens and Evans (1948) adopt an average of about 850 m.y.

TABLE III  
AGE ESTIMATES OF POST-DAMARA PEGMATITE MINERALS  
BY THE Sr/Rb METHOD. (Ahrens, 1948)

| Mineral    | Locality                 | No. of determinations | Apparent Age in m.y. |
|------------|--------------------------|-----------------------|----------------------|
| Lepidolite | Okongava Ost 72, Karabib | (6)                   | 800                  |
| Pollucite  | " "                      | (1)                   | 1000                 |
| Lepidolite | Albrecht's Höhe "        | (4)                   | 900                  |
| "          | Warmbad "                | (2)                   | 1050                 |
| "          | Omaruru                  | (4)                   | 1250                 |
| Muscovite  | Usakos                   | (3)                   | 1150                 |
|            | Weighted Average         | (20)                  | 1000                 |

In the light of this remarkable convergence of evidence it can be suggested with some confidence that the Karagwe-Ankolean, Urundi, Kibara, Damara, and Kheis Systems all belong to a single geosyncline which became an orogenic belt about 900 m.y. ago.

There is, however, some evidence that the Kheis System may be older than the Damara. In the great bend of the Orange River, towards its mouth, where the Kheis System swings round towards the north, Söhne and de Villiers (1947, p. 265) have suggested that certain post-Kheis formations—their "Gariep System"—are correlative with the Damara instead of with the later Stinkfontein beds. However, as Haughton clearly pointed out in his discussion of the paper (*op. cit.*, p. 273), this interpretation involves the serious difficulty that the very thick "Gariep System" is missing from places where the Stinkfontein beds rest unconformably on the Kheis. The radioactive age determinations, of course, only indicate that the post-Damara and post-Kheis pegmatites belong to the closing stages of the same orogeny. The Damara and Kheis formations themselves are not necessarily of the same age.

It was suggested at the Léopoldville Réunion (*Compte Rendu*, 1947) that a branch from the Kibarian Belt may connect with the N.W. folds of the Bas Congo. Judging by the work of Choubert (1946) and the correlative features summarized by Cahen and Lepersonne (1946b), the Mayumbe and Haute-Shiloango Systems of the Bas Congo and the Gabon may well be the equivalent of the Kibara System. However, in view of the present paucity of linking evidence I have done no more than indicate the possibility of such a branching on the map. It is tempting, nevertheless, to consider whether the Bas Congo—Gabon Belt may not eventually join up with that of the "Older" tin granites of Nigeria which has a regional N.—S. trend.

At the northern end of the Kibara—Urundi—Karagwe-Ankolean Belt, where it approaches and crosses the older Kibale—Toro Belt, there is a well-established virgation. West of L. Kivu the folds curve round to the N.W. and follow a trend approximately parallel to that of the Kibale folds (Boutakoff, 1939, p. 173). The other branch of the Belt, however, continues into Uganda, where it swings to the east and apparently dies out.

## V. THE OLDER TRANSVERSE BELTS (CONTINUED)

Combe (1946, p. 4) has shown that the Bulugwe Series of Uganda is continuous with the Samia Hills Series of Kenya, i.e., in current terminology, that the Bulugwe is part of the Nyanzian System.

#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

It follows from the interpretation offered on p. 259 that, if the Nyanzian is older than the Mozambique Belt, it must be older than the Karagwe-Ankolean. This is counter to the opinion of Davies (1935) who regards the Bulugwe Series as "almost certainly the equivalent of the Karagwe-Ankolean." Pending the completion of field work which will finally establish the relationship of the Karagwe-Ankolean to the Bulugwe, I would tentatively suggest that the Bulugwe belongs to the Toro System (Combe, 1943; King, 1947) and that the Kibale—Toro—Nyanzian-Kavirondian constitute a single orogenic belt.

A. M. Macgregor has drawn attention to the close analogies between the Nyanzian and Kavirondian of East Africa and the Bulawayan and Shamvian of Southern Rhodesia, and has provisionally proposed their correlation. The gold-belts of these two regions are both abruptly cut off by the Mozambique Belt and it is natural to suppose that they were originally continuous in a vast arc, possibly swinging out beneath what is now the ocean floor between Zanzibar and the mouth of the Zambezi. In order to tie up some of the other loose ends, it may be tentatively suggested that the Southern Rhodesian gold-belts may swing round to the south beneath the Kalahari sands, to join up with the N.-S. strips of similar rocks which outcrop in the Mafeking district (Kraaipan Series) and, further west, north of Kheis. The presence of auriferous quartz veins in the Kraaipan and the way in which the Kheis Belt appears to cut across the N.-S. trend of the strips north of Kheis are features which are consistent with this speculation. To prove or disprove this suggestion would require age determinations of radioactive minerals, if suitable ones could be found.

This kind of evidence will also be necessary to establish the sequence and/or correlation of the older orogenic belts. The relationships of the Dodoma Belt to the Sebakwian System of Southern Rhodesia on the one hand and to the N.N.W.- or N.W.-trending rocks of the Chua (de La Vallée Poussin, 1935) and West Madi (Combe, 1946, p. 5) districts of Uganda present a challenging problem. At the moment it can only be said that all three appear to be older than the other orogenic belts so far discussed.

What may possibly be an orogenic belt older than that of the West Madi—Chua area is represented in Uganda by two strips of N.E. or E.N.E.-trending gneisses and charnockites which outcrop to the south-east of L. Albert: one near and roughly parallel to the scarp of the rift depression and the other further to the S.E. along the Kafu River (Groves, 1935, p. 152). To the north-west similar rocks trending N.N.E. have been described from the West Nile District (Groves, 1935, pp. 151 and 187; Harris, 1942). These may be a continuation of the same orogenic belt. They must either swing sharply round to connect with the West Madi and Chua rocks or else, more probably, their trend is cut across by the West Madi rocks, implying that they are older than the latter. Beyond L. Albert this very old belt disappears beneath the Karagwe-Ankolean-Urundi and Kibale-Toro belts. More or less in line, the Kalundwe System of highly metamorphic rocks (Cahen and Mortelmans, 1946) emerges from beneath the western front of the Kibara Belt south-west of 25°E. and 7°S. It is tempting to suggest that these rocks may belong to the same ancient belt, and in this connection the pre-Oendelongo gneisses and charnockites extending E.N.E. from Benguela (Gregory, 1916) should not be overlooked as a possible continuation beyond the Kalahari. The Oendelongo System of Angola having been correlated with the Kibara System (*Compte Rendu*, 1947, p. 10), Gregory's Bailundo Series and "Eozoic" gneisses of Benguela are at least of pre-Kibarian age.

#### VI. THE YOUNGER BELTS

Little need here be said about the well-known Katanga Belt (Robert, 1940; 1941) except to refer to its age. Eleven analyses of pitchblende give an apparent age of  $560 \pm 50$  m.y. (for data and references see Holmes, 1931, p. 367; Nier, 1939). A closer and more accurate result is provided by Nier's isotopic analyses of lead from two chemically analysed pitchblendes (Nos. 2 and 6). Isotopic analysis makes it possible to allow for the effects of original lead and subsequent alteration (see Holmes, 1947b and c, for examples). For the two Katanga pitchblendes I find the most probable ages to be 585 and 580 m.y., i.e., about 70 m.y. before the beginning of the Cambrian (Holmes, 1947b, p. 144).



Unfortunately, the exact geological age of the pitchblende remains a little uncertain. According to Thoreau and du Trieu (1933) the mineralization is later than the paroxysm of folding which, like Robert (1941, p. 13), they place at the end of the Upper Kundelungu. Robert, however (1941, p. 29), thinks that the mineralization may have been somewhat earlier, either just before the Upper or just before the Lower Kundelungu. Even so there would still remain at least 70 m.y. for the deposition of the Kundelungu before the close of the Pre-Cambrian, which would seem to be an ample allowance. Further evidence is desirable before the Kundelungu can be regarded as of Lower Palaeozoic age.

The northern front of the Katanga Belt appears to turn towards the N.E. along the southern side of the Chambezi River, where there is marked overthrusting towards the N.W. This carries the Belt into Northern Nyasaland where it is represented by the Mafingi Series, regarded by Dixey (1932) as probably equivalent in age to the Lomagundi System of Southern Rhodesia. The question now arises: What happens to this Belt where it crosses L. Nyasa and encounters the very much older Mozambique Belt? The Buanji Series on the N.E. side of the lake is stated by Wade (1937, p. 23) to have a close resemblance to the Mafingi Series and this, together with the tectonics and the occurrence of copper ores, suggests that it is an unfaulked relic of the Katanga Belt. Although the sediments of this Belt must have originally continued further north, denudation has swept them away, exposing the foundation of Mozambiquian rocks over which they were deposited. Nevertheless, the deeper parts of the plutonic rocks belonging to this otherwise vanished Belt still remain, and the proof is to be found in the late Pre-Cambrian age of the N.-S. swarm of pegmatites which extends through the Uluguru Mountains to Morogoro and beyond (Williams and Skerl, 1940). Besides the muscovite for which the pegmatites are well known, uraninite also occurs. Fifteen analyses are available for age calculations (for most of these see Holmes, 1931, pp. 369-70) and the results indicate an apparent age of  $605 \pm 30$  m.y. Here again Nier (1939, No. 17) has provided an isotopic analysis of lead, and from his data I find the most probable age to be 590 m.y., in close agreement with that of the Katanga pitchblende (580-585 m.y.). Had it not been for the dating of these pegmatites, they would inevitably have been regarded as of late Mozambiquian age, whereas in reality they are of Katanga age.

The paucity of geological information concerning the north of Northern Rhodesia makes it difficult to link the Mafingi Series with the Lomagundi Belt and the indications on the map are little more than schematic. Macgregor (1947) has recently provided an admirable account of the Lomagundi System and its metamorphism. He notes that the latter reaches a high grade such as is rarely approached in the much older gold-belts, and points out that the garnetiferous schists and gneisses "must have formed part of the core of a mountain range which trended from south-west to north-east." This branch of the Katanga system of orogenic belts probably continues into Nyasaland and connects with the "unclassified schists" (Dixey, 1932) that lie to the south of the region mapped as Mafingi. Thus, detailed mapping may eventually make possible a direct correlation of Lomagundi with Katanga; meanwhile the lithological similarities, the geological setting and the occurrence of copper all suggest that this generally accepted correlation is correct. The muscovite-pegmatites of the Miami mica-field are, furthermore, of the same type as those of the Uluguru Mts. referred to above. Search should be made for radioactive minerals in these pegmatites, and also in those of the Wankie tin-field, where the gneisses are suspected to be a continuation of the Lomagundi Belt but may be much older.

In view of recently expressed doubts concerning the correlation of the Nama System (e.g., in Robert, 1947) I have not attempted to depict on the map the various belts of post-Nama folds. These have, in any case, been recently discussed by Stahl (1943; map, p. 253). Cahen (1947) however, has made out a good case for correlating the Nama with the Katanga and Transvaal Systems and I have therefore provisionally included the Nama in the late Pre-Cambrian of Table IV.

There remains for consideration the Witwatersrand System. Apart from correlation by tillites, which has become somewhat hazardous in Africa because of their embarrassing frequency (cf. Robert, 1947, and Cahen, 1947), the age of the Witwatersrand cannot be closely established by stratigraphic means. The limits are pre-Transvaal and post-"Old Granite," and as indicated in this paper the age of the latter may lie anywhere from 920 m.y. (Gordonia) to (?) 2,100 m.y. (Swaziland). A closer



TABLE IV  
PRE-CAMBRIAN SEQUENCES IN SOUTH AND CENTRAL AFRICA  
(No horizontal correlations are implied below the Mozambiquian)

| BAS-CONGO-ANGOLA                         | SOUTH-WEST AFRICA           | SOUTH AFRICA                                              | SOUTHERN RHODESIA      | TANGANYIKA KENYA                                  | UGANDA                                                              | CONGO                        |
|------------------------------------------|-----------------------------|-----------------------------------------------------------|------------------------|---------------------------------------------------|---------------------------------------------------------------------|------------------------------|
| CONGO OCCIDENTALE BEMBE                  | OTAVI NAMA                  | TRANSVAAL                                                 | LOMAGUNDI              | 590 m.y.<br>Morogoro Pegmatites<br>Bukoba, Buanji | Bukoba                                                              | 580 m.y.<br><br>KATANGA      |
|                                          | KONKIP                      | Koras Ventersdorp<br>Kaigas WITWATERSRAND<br>Stinkfontein | ?<br>Frontier          |                                                   |                                                                     |                              |
| HAUTE SHILOANGA<br>Oendelongo<br>MAYUMBE | ca. 1,000 m.y.<br>DAMARA    | ca. 920 m.y.<br>KHEIS<br>?                                |                        | KARAGWE - ANKOLEAN                                | ca. 920 m.y.                                                        | URUNDI-KIBARA                |
|                                          |                             |                                                           |                        | ? 1,300<br>MOZAMBIQUIAN                           |                                                                     |                              |
|                                          | ?<br> <br>ABBABIS<br> <br>? | (Between Kheis and<br>Kraaipan<br>Molopo River)           | SHAMVAIAN<br>BULAWAYAN | KAVIRONDIAN<br>NYANZIAN                           | TORO                                                                | KIBALE                       |
| ?<br> <br>Bailundo<br> <br>?             |                             | ? 2,100<br>SWAZILAND<br> <br>?                            | SEBAKWIAN              | Dodoma                                            | Madi, Chua<br>(S.E. of L.<br>Albert and<br>along Kafu R.)<br> <br>? | ?<br> <br>KALUNDWE<br> <br>? |

# HOLMES: PRE-CAMBRIAN OROGENIC BELTS

lower limit, though a very rough one, can be calculated from a crude analysis of heavy radioactive concentrates from the banket of mines between the Boksburg Fault and the Central Rand (Anon., 1945). The figures given are:

|               |               |      |
|---------------|---------------|------|
| Uranium oxide | Thorium oxide | Lead |
| 49.1          | 1.6           | 8.1  |

If the "uranium oxide" is  $U_3O_8$  and the "lead" is really Pb and not PbO the "age" would be 1,240 m.y. If the "lead" is PbO, the "age" would be 1,160 m.y. It is to be hoped that steps will be taken to have an accurate analysis made of a suitably purified concentrate of this kind, with careful separation of the lead (as lead iodide) for isotopic analysis. The last step is of critical importance, because such concentrates are almost certain to be contaminated with galena. Meanwhile, it can be reasonably conjectured that the age of the banket is considerably lower than, say, 1,200 m.y., even though the (?) pitchblende of the concentrates originated at the time when the gold was reconstituted or introduced. Correlation with the Damara or Kheis would seem to be very improbable, and this consideration narrows the gap to between the post-Kheis pegmatites and the Transvaal, i.e., to the position usually assigned to the Witwatersrand. In this connection it is of interest to note that Beetz (1923) has correlated the Kunjas Series of the Konkip System (S.W. Africa) with the Witwatersrand and the overlying Sinclair Series with the Ventersdorp. This is consistent with the conclusions already reached, and assigns the Witwatersrand and the Konkip to a cycle that would otherwise be unrepresented in the Pre-Cambrian of South Africa (see Table IV). The Witwatersrand has been correlated by various authors with the Kibara and Karagwe-Ankole Systems. While this has not been rigidly disproved, it should be pointed out that the correlation of the Konkip with the Kibara System, suggested at the Léopoldville Réunion (C.R., 1947, p. 16) is inconsistent with the fact that the Konkip is post-Damara: cf. current views, and Table IV.

TABLE V  
APPROXIMATE PRE-CAMBRIAN CORRELATIONS  
(Ages in Millions of Years)

| FENNOSCANDIA                  | NORTH AMERICA              | AFRICA                                           | INDIA                |
|-------------------------------|----------------------------|--------------------------------------------------|----------------------|
| JOTNIAN                       | 550 - 600<br>KEWEENAWAN    | 580 - 590<br>KATANGA                             | VINDHYAN             |
| 760 - 860<br>GOTHIC; KARELIAN | 760<br>HURONIAN            | WITWATERSRAND                                    | 735<br>DELHI         |
| 1,050<br>SVECOFENNIAN         | 1,030 - 40<br>LAURENTIAN*  | 920 - 1,000<br>K.A. - KIBARA<br>DAMARA - ? KHEIS | ca. 950<br>SATPURA   |
|                               | 1,330<br>GREAT BEAR LAKE   | ? 1,300<br>MOZAMBIQUIAN                          |                      |
|                               | LATE ALGOMAN               |                                                  |                      |
| 1,770<br>MAREALBIAN           | ca. 1,750<br>EARLY ALGOMAN |                                                  | ca. 1,850<br>DHARWAR |
|                               | 2,000<br>KEEWATIN          | ? 2,100<br>SWAZILAND                             |                      |

\* Grenville Province. Lawson's "Laurentian" is the post-Keewatin Granite (2,000). The Algonian Granites are younger than Lawson's "Laurentian," but older than the original Laurentian.

## VII. CONCLUSION

The results of this investigation are summarized in the accompanying map and in Tables IV and V. It must be stressed that in Table IV no horizontal correlations are implied below the strip representing the Mozambiquian Cycle. And, even above this level, the doubts expressed in the text concerning the position of the Kheis and the Nama (and also the Otavi and Bembe) should be kept in mind. Certain tentative correlations of pre-Mozambiquian belts have been suggested in the text but at present these are to be regarded as purely speculative. They are intended to stimulate discussion from those better acquainted with the field evidence and, above all, to suggest problems that may eventually be solved by further mapping and by age determinations. No one could be more aware than I am how few and, except for the Katanga and Morogoro results, how unsatisfactory are most of the age determinations already available. Nevertheless, poor and few though they be, they are unlikely to place a group of rocks in its wrong cycle and they serve to show what far-reaching conclusions can be drawn. If these ancient rocks had contained fossils of correlative value an immense amount of time, energy, and money would have been expended in their investigation; as it is, results of comparable value would be forthcoming if a fraction of the same expenditure were devoted to age determinations by the radioactive methods, whenever suitable minerals (including rubidium-bearing minerals) can be found.

Such indications of past life as have been detected in the Pre-Cambrian of Africa (mainly *Collenia* and other structures built by algae) are chiefly of interest in demonstrating how far back in time direct evidence of the existence of life on the globe can be traced. Cahen and others (1946a & b) have recorded algal remains not only from the Katanga System and its equivalents in Ruanda-Urundi, Kasai, and the Bas Congo, but also from the top of the Kibara and Haute-Shiloango Systems. However, similar remains have also been found in the Bembesi gold-belt of Southern Rhodesia by Macgregor (1941) in the "Greenstone System" (i.e., the Bulawayan System) which is at least two cycles earlier than the Kibarian and can hardly have an age of less than 1,500 m.y. Such algal remains thus have an immensely long range from far back in the Pre-Cambrian well into the Palaeozoic, which almost reduces their correlation value to that of a lithological facies. However, in one respect, these "fossils" have a special interest. If they occur alone, without a Palaeozoic fauna, they must surely indicate a Pre-Cambrian age.

Finally, Table V is offered as a general guide to inter-continental correlations. Obviously, all previous correlations not based on absolute dating have been no more than "shots in the dark," and if occasionally they scored a bull's eye it was only by chance. One remarkable fact about gold mineralization emerges. The long interval between 2,000–1,500 m.y. seems to have been particularly favoured in this way. In Canada the Keewatin and Algoman belts are by far the chief sources of gold. In Africa the gold-belts of the L. Victoria region and Southern Rhodesia fall in this interval and at least part of the gold of the Rand may have come from sources of the same age. In India, work in progress suggests that the Dharwars, with the Kolar goldfields, are certainly not younger, and probably have an age of about 1,850 m.y. Such facts, together with the contrasted paucity of ore deposits in the Mozambique Belt, the tin-wolfram mineralization of the Kibara–Karagwe–Ankolean Belt and the copper mineralization of the Katanga Belt and its correlatives (which it shares with certain other late Pre-Cambrian regions) have a metallogenic significance which deserves special consideration in all hypotheses of ore genesis.

One other point is worthy of mention. When maps such as the one here presented are completed for all the major Pre-Cambrian areas, and especially for those of Gondwanaland, they will provide a reliable criterion for testing the continental drift hypothesis.

## REFERENCES

- AHRENS, L. H. 1946. Determination of the age of minerals by means of the radioactivity of rubidium. *Nature*, 157, p. 269.  
 ——— 1948. The determination of geological age by means of the natural radioactivity of rubidium: a report of preliminary investigations. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 50 for 1947, pp. 23–54.



# HOLMES: PRE-CAMBRIAN OROGENIC BELTS

- AHRENS, L. H., and EVANS, R. D. 1948. The radioactive decay constants of  $K^{40}$  as determined from the accumulation of  $Ca^{40}$  in ancient minerals. *Phys. Rev.*, 74, pp. 279-286.
- DE ANDRADE, C. FREIRE 1929. *Esboco Geologico da Provincia de Moçambique*. Lisbon. See also *Comptes Rendus 15th Session Int. Geol. Cong., S. Africa*, 2, pp. 536-543.
- ANONYMOUS, 1945. Radioactive substances: research on the Witwatersrand. *S. Africa Min. Eng. Jour.*, 56 (2), pp.565-6.
- BEETZ, P. F. W. 1923. The Konkip Formation on the borders of the Namib Desert north of Aus. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 25 for 1922, pp. 23-40.
- 1934. Geology of South-West Angola, between Cunene and Lunda Axis. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 36 for 1933, pp. 137-176.
- BISSET, C. B. 1939. Geology of West Nile, Madi and neighbouring areas. *Ann. Rep. Geol. Surv. Uganda*, pp. 16-17.
- BOUTAKOFF, N. 1939. Géologie des territoires situé à l'Ouest et au Nord-ouest du fosse tectonique du Kivu. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 9, pp. 9-207.
- CAHEN, L. 1945. La stratigraphie des formations anciennes, antérieures à la tillite du Bas-Congo. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, no. 1, pp. 51-59.
- 1947. Les glaciations pré-Karoo du Bassin du Congo et de l'Afrique australe. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 56, pp. 109-151.
- , JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J., and MORTELMANS, G. 1946a. Note préliminaire sur les algues des séries calcaires anciennes du Congo Belge. Essai de corrélation. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, no. 2 (2), pp. 171-236.
- and LEPERSONNE, J. 1946b. Essai de corrélation entre les terrains anciens du Sud du Bassin du Congo. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, no. 2 (1), pp. 85-99.
- and MORTELMANS, G. 1940. Contribution à la carte géologique du Katanga. La géologie des degrés carrés Mohabe et Sampwe. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 50, pp. 6-47.
- 1946. Acquisitions nouvelles concernant la géologie du Katanga central. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, no. 2 (2), pp. 3-71.
- CHOUBERT, B. 1946. Sur la géologie de la partie occidentale de l'Afrique Equatoriale Française. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 5, 17, pp. 19-28.
- COMBE, A. D. 1932. The Geology of South-West Ankole. *Mem. Geol. Surv. Uganda*, 2, pp. 1-236. See also later *Bulletins and Ann. Repts. Geol. Surv. Uganda*.
- 1943. The Geology of the Southern Part of Ruwenzori. *Ann. Rep. Geol. Surv. Uganda*, pp. 4-13.
- 1944-46. *Ann. Rep. Geol. Surv. Uganda*, for 1944, pp. 10-13; for 1945, pp. 3-14; for 1946, pp. 4-5.
- 1946. The Geology of part of West Madi (North-West Uganda) and the adjacent part of the Southern Sudan. *Ann. Rep. Geol. Surv. Uganda*, pp. 5-11.
- Compte Rendu. 1947. Compte Rendu de la Réunion des géologues du Congo occidental tenue à Léopoldville (les 10, 11 et 12 décembre 1945). *Bull. Serv. Mines A.E.F.*, no. 3, pp. 9-20.
- DAVIES, K. A. 1935. A Contribution to the Study of the Geology of Kavirondo. *Bull. Geol. Surv. Uganda*, 2, pp. 30-36.
- 1947. The Geology and Mineral Deposits of Uganda. *Bull. Imp. Inst.*, 45, pp. 161-180.
- DIXEY, F. 1932. An outline of the Physiography, Geology and Mineral Resources of Nyasaland. *Nyasaland Handbook*, pp. 1-34.
- 1948. Geology of Northern Kenya. *Rep. Geol. Surv. Kenya*, 15, pp. 1-43.
- GEVERS, T. W. 1935. The Geology of the Windhoek District in South-West Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 37 for 1934, pp. 221-251.
- 1937. Phases of Mineralization in Namaqualand Pegmatites. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 39 for 1936, pp. 331-377.
- and FROMMURZE, H. F. 1930a. The Geology of North-Western Damaraland in South-West Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 32 for 1929/1930, pp. 31-55.
- 1930b. The tin-bearing Pegmatites of the Erongo Area, South-West Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 32 for 1929.
- GLENDAY, V. G., and PARKINSON, J. 1926. The Geology of the Suk Hills (Kenya Colony). *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 82, pp. 586-614. See also *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 1927, 83, pp. 790-800.
- GREGORY, J. W. 1916. Contributions to the Geology of Benguela. *Trans. Roy. Soc. Edin.*, 51, pp. 495-536.
- GROVES, A. W. 1935. The Charnockite Series of Uganda, British East Africa. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 91, pp. 150-207.
- HAMILTON, G. N. G. 1939. The Geology of the country around Kabuta (South Swaziland). *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 41 for 1938, pp. 41-81; see also pp. 199-203.
- HARRIS, N. 1942. *Ann. Rep. Geol. Surv. Uganda* for 1942, pp. 21-30.

# PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

- HOLMES, A. 1918. The Pre-Cambrian and associated Rocks of the district of Mozambique. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 74, pp. 31-98.
- 1931. Radioactivity and Geological Time. In "Physics of the Earth-IV. The Age of the Earth." *Bull. Nat. Research Council*, Washington, no. 80, pp. 124-459.
- 1947a. A Revised Estimate of the Age of the Earth. *Nature*, 159, pp. 127-9. See also *Geol. Mag.* 1947, pp. 123-6; *Endeavour*, 6, 1947, pp. 99-106.
- 1947b. The Construction of a Geological Time-Scale. *Trans. Geol. Soc. Glasgow*, 21, pp. 117-152.
- 1947c. The Oldest Known Minerals and Rocks. *Trans. Edin. Geol. Soc.*, 14, pp. 176-194.
- 1949. Lead Isotopes and the Age of the Earth. *Nature*, 163, p. 453.
- HURLEY, P. M., and GOODMAN, C. 1943. Helium Age Measurement, I. Preliminary Magnetite Index. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 54, pp. 305-324.
- KING, B. C. 1947. The mode of emplacement of the Post-Karagwe-Ankolean Granite of South-West Uganda. *Geol. Mag.*, 84, pp. 145-156.
- DE KOCK, W. P. 1933. The Lepidolite deposits of South-West Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 35 for 1932, pp. 97-113.
- KSIAZKIEWICZ, M. 1941. Observations géologiques dans le Mozambique Méridional. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), 11, pp. 291-294.
- LEGRAYE, M. 1940. Les formations du Kibale, de la Ruzizi et de l'Urundi entre le Kivu et le Soudan Anglo-Egyptien. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 43, pp. 240-247.
- 1940. *Grands Traits de la Géologie et de la Minéralisation aurifère des Régions de Kilo et de Moto (Congo Belge)*. Brussels, pp. 1-130.
- MACGREGOR, A. M. 1941. A Pre-Cambrian Algal Limestone in Southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 43 for 1940, pp. 9-15.
- 1947. An Outline of the Geological History of Southern Rhodesia. *Bull. Geol. Surv. S. Rhod.*, 38, pp. 1-73.
- MENDES, F. 1945. Sobre as propriedades radioactivas de alguns minerais da Colónia de Moçambique. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol., Univ. Lisboa*, 4, no. 13, pp. 71-78.
- NIER, A. O. 1939. The Isotopic constitution of Radiogenic Leads and the measurement of Geological Time, II. *Phys. Rev.*, 55, pp. 153-163.
- OATES, F. 1933. The Limestone Deposits of Tanganyika Territory. *Bull. Geol. Surv. Tang. Ter.*, 4, pp. 1-118.
- PARKINSON, J. 1913. On a Group of Metamorphosed Sediments situated between Machakos and Lake Magadi in British East Africa. *Quart. Jour. Geol. Soc.*, 69, pp. 534-539.
- 1920. Report on the Geology and Geography of the northern part of the East Africa Protectorate. *Col. Rept. Misc.*, no. 91 (Cd. 729).
- 1947. Outlines of the Geology of the Mtito Andei-Tsavo area, Kenya Colony. *Rep. Geol. Surv. Kenya*, 13, pp. 1-40.
- PHAUP, A. E. 1937. The Geology of the Umtali Gold Belt. *Bull. Geol. Surv. S. Rhod.*, 32, pp. 1-186.
- PULFREY, W. 1947. The Geology and Mineral Resources of Kenya. *Bull. Imp. Inst.*, 45, p. 277.
- ROBERT, M. 1940. Contribution à la Géologie du Katanga. Le Système du Kundelungu et le Système Schisto-Dolomitique I. (Comité spécial du Katanga, Op. 8.) *Mém. Inst. Roy. Col. Belge*, 6, pp. 1-108.
- 1941. Contribution à la Géologie du Katanga. Le Système du Kundelungu et le Système Schisto-Dolomitique II. (Comité spécial du Katanga, Op. 10.) *Mém. Inst. Roy. Col. Belge*, 6, pp. 1-34.
- 1944. Le Système des Kibaras et le complexe de Base. (Comité spécial du Katanga, Op. 12.) *Mém. Inst. Roy. Col. Belge*, 7, pp. 1-91.
- 1947. Les traces de glaciation et les périodes climatiques glaciaires au Katanga et en Afrique australe. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 56, pp. 62-76.
- SCHOEMAN, J. J. 1948. A Geological Reconnaissance of the area west of Kitui Township. *Rep. Geol. Surv. Kenya*, 14, pp. 1-43.
- SHACKLETON, R. M. 1946. Geology of the Mijori Gold Belt. *Rep. Geol. Surv. Kenya*, 10, pp. 1-60.
- SÖHNKE, P. G., and DE VILLIERS, J. 1947. Résumé of the Geology of the Richtersveld and the Eastern Sperrgebiet. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 49 for 1946, pp. 263-276.
- STAHL, A. 1943. Betrachtungen zur Grosstektonik des subäquatorialen Afrika. *Geol. Rund.*, 34, pp. 243-270.
- STOCKLEY, G. M. 1935. Outline of the Geology of the Musoma District. *Bull. Geol. Surv. Tang. Ter.*, 7, pp. 1-64.
- 1943. The Pre-Karoo Stratigraphy of Tanganyika. *Geol. Mag.*, 80, pp. 161-170.
- 1947. The Geology and Mineral Resources of Tanganyika Territory. *Bull. Imp. Inst.*, 45, pp. 375-406.
- TEALE, E. O. 1924. The Geology of Portuguese East Africa between the Zambezi and Sabi Rivers. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 26 for 1923, pp. 103-129.
- and OATES, F. 1946. The Mineral Resources of Tanganyika Territory. *Bull. Geol. Surv. Tang. Ter.*, 16, pp. 1-167.

# HOLMES: PRE-CAMBRIAN OROGENIC BELTS

- TEMPERLEY, B. N. 1938. The Geology of the Country around Mpwapwa. *Geol. Surv. Tang. Ter.*, Short Paper 19, pp. 1-58.
- 1942. Some problems of the Archaean Rocks of Tanganyika Territory. *Geol. Mag.*, 79, pp. 67-71.
- THOREAU, J., and DU TRIEU DE TERDONCK, R. 1933. Le Gîte d'Uranium de Shinkolobwe-Kasolo (Katanga). *Mém. Inst. Roy. Col. Belge*, 1 (8), pp. 1-47.
- DE LA VALLÉE POUSSIN, J. 1935. Esquisse géologique du district du Chua. *Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain*, 8 (2), pp. 135-147.
- WADE, F. B. 1937. A stratigraphical classification and table of Tanganyika Territory. *Bull. Geol. Surv. Tang. Ter.*, 9, pp. 1-60.
- and OATES, F. 1938. An explanation of Degree Sheet No. 52 (Dodoma). *Geol. Surv. Tang. Ter.* Short Paper 17, pp. 1-58.
- WALLS, R. R. 1922. The Geology of Portuguese Nyasaland. *Geol. Mag.*, 59, pp. 200-212.
- WICKMAN, F. E. 1944. A graph for the calculation of the Age of Minerals according to the Lead Method. *Arsbok Sveriges Geol. Undersök.*, 37 (1943), no. 7, pp. 1-6.
- WILLIAMS, G. J., and SKERL, A. F. 1940. Mica in Tanganyika Territory. *Bull. Geol. Surv. Tang. Ter.*, 14, pp. 1-47.



# LE KARROO DU CONGO BELGE ET DE L'ANGOLA

By F. MOUTA and L. CAHEN

Portugal      Belgium

## ABSTRACT

In 1935 a report by A. C. Veatch ably covered all earlier literature on the Karroo of the Belgian Congo and Angola; he proposed new views based on his own experience and on work by other investigators. In 1945, a new survey was made of the same subject and included new data collected between 1935 and 1945 (Cahen *et alia*, 1946). Since then, a number of new facts and reinterpretation of others previously known enable the present authors to give an up-to-date picture of the Karroo system of both countries.

This system is now subdivided in three series, respectively named from top to bottom: Series du Kwango, du Lualaba, de la Lukuga in the Belgian Congo, and Series de la Lunda, de Cassanje et de Lutôe in Angola. In the Belgian Congo each series is at present subdivided into two stages, the two divisions of the Lualaba Series being the Upper or Loia Stage and the Lower or Stanleyville (*sensu* Veatch) Stage.

In Angola the Lunda Series is subdivided into two stages, the Cassanje Series into three, and the Lutôe comprises only one stage. Correspondence between stages in the Belgian Congo and Angola will be found on page 273.

The relationship between series is discussed. It is shown that there is a large time gap between the Lukuga and Lualaba Series, and another between the latter and the Kwango Series. The last named series transgresses each of the others. In both the Lualaba and Kwango Series, the top stage transgresses the lower one. In the Lukuga Series, the lower stage has a wider distribution than the top one.

All series and stages except the Upper Kwango or Lunda have yielded fossil remains. These are characteristic for each subdivision and help to correlate the Karroo formations of Central Africa with its South African counterpart.

The palaeontological evidence as discussed by Veatch and by recent Belgian and Portuguese authors, completed by more recent finds summarized below and well supported by the stratigraphical relations between series and stages, lead the authors to the following conclusion:—

*Série du Kwango*: equivalent to the Série de la Lunda and Série de Cassanje (upper stage) roughly equivalent to the Stormberg Series and the Stormberg-Upper Beaufort junction (Upper Triassic and Lower Jurassic).

*Série du Lualaba*: equivalent to Série de Cassanje (Middle and lower stages); roughly equivalent to the Middle Beaufort Series (Lower Triassic).

*Série de la Lukuga*: equivalent to the Série de Lutôe; roughly equivalent to the Ecca and perhaps part of the Dwyka Series (Permian and possibly Upper Carboniferous).

## I. INTRODUCTION

IL ne nous paraît pas utile de tracer l'histoire des travaux sur le Karroo de l'Afrique centrale puisque, pour la période s'étendant des origines jusqu'à 1935, ce travail a été excellemment fait par A. C. Veatch et que, pour la période s'étendant de 1935 à 1945, une note parue récemment complète la revue des faits (Cahen *et alia*, 1946).

Notre but est d'exposer un certain nombre d'observations inédites, ou peu connues, qui se sont fait jour depuis 1945, et de reviser à leur lumière la situation qui avait été établie à fin 1945.

En décembre 1945 se trouvaient réunis à Léopoldville des géologues du Congo Occidental. De ces conversations et de l'ensemble des travaux effectués pendant les années 1939-1945, découlaient les échelles stratigraphiques suivantes, pour le Karroo du Congo Belge et de l'Angola.

### CONGO BELGE

(Légende adoptée par la Comm. de Géologie du Ministère des Colonies).

#### *Système du Karroo*

*Série du Kwango*. Ensemble généralement rouge, parfois vert ou blanchâtre, peu fossilifère, de grès tendres avec lentilles conglomératiques et niveaux d'argilite. A la base, niveaux conglomératiques plus ou moins continus.

*Estheria mangaliensis* var. *angolensis*. Cypris, poissons.

Cet ensemble correspond à tout ou partie des couches de Stormberg.

## MOUTA ET CAHEN: KARROO; CONGO BELGE, ANGOLA

*Série du Lualaba.* Grès et argilites rouges, bariolées ou vertes, bancs calcaires. Intercalations de couches bitumineuses dans les régions de Stanleyville, du Lomami, du Kasai et de la Lukuga. A certains niveaux abondance de débris de poissons.

*Peltopleurus maeseni*, *Pholidophorus corneti*, *Lepidotus congolensis*, *Colobodus* sp. *Estheriella lualabensis*, *Metacypris passau*, *Darwinula globosa* var. *stricta*, *Glossopteris browniana* var. *indica*, *Numulospermum* sp.

Cette série correspond en tout ou partie aux couches de Beaufort.

*Série de la Lukuga. Etage Supérieur:* Grès, psammites, schistes et couches de houille.

*Glossopteris indica*, *Glossopteris browniana*, *Phyllothea australis*, *Noeggerathiopsis* (*Cordaïtes*)

*Etage inférieur:* Psammites et schistes noirs fossilifères.

Conglomérats glaciaires (tillites), fluvioglaciaires, grès feldspathiques avec schistes et grès.

*Gangamopteris cyclopteroides*, *Cyclodendron lesliei*, *Cyclodendron mathieui*, *Noeggerathiopsis* (*Cordaïtes*) *hislopi*.

La série de la Lukuga correspond, en tout ou partie aux couches d'Ecce et peut être aux couches de la Dwyka.

## ANGOLA

(Légende adoptée par le Ministère des Colonies.)

*Etage de Lunda:* — (7) dolérites intrusives.

— (6) grès.

*Etage de Cassanje* — (5) couches à *Estheria mangaliensis* var. *angolensis* et *Estheriella moutai*.

— (4) grès à débris de végétaux.

— (3) schistes à poissons.

*Etage de Lutôe:* — (2) grès.

— (1) tillite.

Les correspondances admises fin 1945 étaient:

niveaux 5, 6 et 7 de l'Angola = Série du Kwango du Congo Belge.

niveaux 3 et 4 ..... = Série du Lualaba.

niveaux 1 et 2 ..... = Série de la Lukuga (partie inf.).

Aux données connues en 1945 et résumées dans une note parue dans le Bulletin Géologique du Congo Belge, se sont ajoutés un certain nombre de faits tant au Congo Belge qu'en Angola, qui permettent de préciser les connaissances relatives au Karroo de ces régions. Ce sont:

### Au Congo Belge:

La publication des observations F. Delhay et G. Borgniez (1947) relatives aux régions de la Lukenie et de la Tshuapa.

La publication par L. Cahen (1948) d'un résumé des observations de J. Dubois, effectuées en 1936 le long du Lomami.

L'étude paléontologique d'ensemble des entomostracés du Karroo du Congo Belge par R. Marlière (1948).

Une réinterprétation par L. Cahen et J. Lepersonne (1947) de certaines données relatives à la région de Lusambo.

Une note de M. Sluys (1946) relative au Karroo du N.E. du Congo Belge.

Une note de E. Asselberghs (1947) sur la base du Karroo du Kwango.

Une étude de A. Jamotte (1947) sur la région du Kasenga.

### En Angola:

La découverte par C. Freire de Andrade de schistes noirs d'âge Ecce à la Lunda et leur étude paléontologique par Carlos Teixeira (1948).

La publication de certaines études paléontologiques par M. Leriche et Carlos Teixeira (1947 et 1948c).

## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

La poursuite de travaux de terrain par F. Mouta dans la région de Malange et Nord du Congo. Nous examinerons ces faits en les groupant série par série.

### II. EXAMEN DES DONNÉES NOUVELLES

#### LA SÉRIE DU KWANGO

*et ses équivalents en Angola*

##### AU CONGO BELGE

La série du Kwango semble exister sous sa forme typique à proximité de la vallée du Bas-Lomami où J. Dubois a observé un ensemble de grès tendres avec argilites rouges vers la base, reposant en discordance sur la série du Lualaba (Cahen, 1948).

D'autre part; F. Delhay et G. Borgniez (1947) rapportent à cette série des grès tendres qui affleurent dans les cours d'eau de la région de la Lukenie et sont en continuité avec les grès rouges de la série du Kwango qui affleurent au Bas Sankuru (Cahen et Lepersonne, 1947).

Au point de vue paléontologique on ne connaissait jusqu'ici que deux gisements fossilifères ayant livré *Estheria mangaliensis* var. *angolensis* Kitari (Passau) et Falaise Schwetz (Aderca), tous deux étudiés par M. Leriche; à ces gisements s'en ajoutent deux autres découverts par J. Lepersonne (1945) et ayant livré des ostracodes (*Cypris* sp.) étudiés par R. Marlière (1948) et des poissons à l'étude chez M. Leriche. De ces deux gîtes l'un se situe 8 km. au nord de Kitari (Passau) l'autre à Kimbau sur Inzia. Tous ces gisements se trouvent dans un niveau d'argilite plus ou moins gréseuse situé à 300 m. environ au-dessus de la base des grès.

Ainsi qu'il a déjà été noté, la partie supérieure de l'ancien Lubilash du Kwango appartient en réalité au Système du Kalahari et se sépare du Karroo grâce à l'existence d'un conglomérat de base assez continu et par la présence de ses fossiles caractéristiques. E. Asselberghs (1947) pense qu'aux chutes François Joseph (Kwango) la base des couches du Kwango pourrait appartenir aux couches glaciaires de la base de la série de la Lukuga.

##### EN ANGOLA

Les faits les plus importants résultent des récents levés de F. Mouta.

A proximité immédiate de la frontière Nord et Est (Icoca, Cuilo, Quimbele, Cuango) la série de Lunda se présente sous un aspect particulier. La couverture habituelle de sables est absente, les collines sont couronnées par des couches horizontales de grès fins, friables de couleurs claires (jaune, blanc, gris) reposant sur des couches plus argileuses, grossières et même parfois conglomératiques. Ces couches inférieures, de couleur rouge, présentent parfois une silicification secondaire.

L'épaisseur ne peut être évaluée, la base n'étant pas visible, mais dans des régions peu éloignées, on peut observer la série de Lunda, réduite à quelques dizaines de mètres. Elle affleure sous forme de falaise dans les vallées et est surmontée de dépôts sableux comme plus au Sud dans les régions de Malange, Moxico et Lunda.

Les affleurements de cette série s'étendent vers le Sud et on les observe dans la falaise qui limite au Nord et à l'Ouest la plaine de Cassanje. Au Cuale (coin N.O. de la plaine) elle présente un faciès conglomératique dans toute sa hauteur et est beaucoup plus puissante; les 35 mètres supérieurs sont silicifiés, les 180 m. inférieurs sont plus argileux et contiennent parfois des couches schisteuses intercalées.

De Cuale, en une bande assez étroite, ces couches se dirigent vers le Sud et sont observables à Brito Godins, couronnant encore la plaine de Cassanje, mais n'ayant plus que 55 à 60 m. d'épaisseur. La partie supérieure est constituée de grès tendres, bigarrés et clairs tandis que la partie inférieure consiste en grès plus argileux rouges.

Contrairement à ce qui a été figuré sur la carte géologique de 1933, la série de la Lunda n'atteint pas Quella.

Vers l'Est, les couches contournent également la plaine de Cassanje en formant le soubassement du plateau gréseux qui s'étend vers le Cuango et Lunda; ces deux versants de la vallée du Cambo



(région de Marimba) n'exposent plus que 13 à 17 m. de grès généralement rouge à stratification très irrégulière.

La superposition des grès de la série de Lunda sur les couches à *Estheria* (5 de l'échelle ci-dessus) a été observée à l'Est de la plaine de Cassanje, dans la vallée du Cambo (Marimba). Au Nord et à l'Ouest (Sanza Pombo, Alto Cuale, Cuale, Brito Godins) elles reposent directement sur le Schisto-gréseux.

Malgré des recherches soigneuses, aucun fossile n'a été trouvé dans les couches de Lunda alors que de nombreux nouveaux gisements ont été découverts dans les couches à *Estheria* (série de Cassanje).

Ces dernières ont également fait l'objet de nouvelles observations, brièvement résumées ici.

A Quella, les couches à *Estheria* constituent toute la falaise et des fossiles ont été récoltés jusque sous les dépôts superficiels. De même plus à l'ouest sur la route Quella-Malange.

Dans la région de Cambo Camane et Sunjinje, les mêmes couches fossilifères sont constituées de grès fins, calcaireux, compacts, verts ou rougeâtres et renferment outre des phyllopoques des structures qui selon le Prof. J. Harlan Johnson sont d'origine algaire et dont des structures conservées lui ont permis de préciser qu'il s'agit de formes d'eau douce ou d'eau saumâtre. De plus quelques débris sans doute de poissons ont été observés.

Plus au Nord, dans la région de Marimba, une épaisseur de 60 mètres est constituée de roches argileuses, rouges ou verdâtres, parfois compactes et calcaireuses à phyllopoques abondants et admirablement conservés. Les phyllopoques sont encore accompagnés de structures algaires. Les couches à *Estheria* sont ici surmontées en discordance par les grès de la série de Lunda.

A l'Ouest, près de Bange Angola, elles reposent sur le soubassement schisto-gréseux. A Quella, aux affleurements fossilifères succèdent des affleurements de roches ignées.

Selon un renseignement inédit de M. Lenkchevitch à L. Cahen, il existerait dans la région de Lunda (Diamang) des argilites rouges affleurant dans certaines vallées, sous les grès qui constituent leurs versants. Il serait intéressant de vérifier l'extension de ces couches argiliteuses et de voir s'il s'agit de la base plus argileuse des couches de la Lunda, ou au contraire de représentants des couches à *Estheria*.

Au point de vue paléontologique, C. Teixeira (1947 et 1948c) conclut de l'examen des phyllopoques de Quella que l'*Estheria* décrite par M. Leriche est en réalité *E. mangaliensis* et ne constitue pas une variété particulière. On sait que M. Leriche avait conclu à l'identité de l'espèce de Kitari et de celle de Quella. Une comparaison directe des types de Kitari et de Mangli (Indes) a permis à R. Marlière (1948) de confirmer l'opinion de M. Leriche au moins en ce qui concerne le gisement de Kitari.

Les gisements de Quella (couche 5) ont livré *Estheria mangaliensis* (suivant Teixeira) ou *E. mangaliensis* var. *angolensis* suivant Leriche et *Estheriella moutai*.

#### RACCORD ENTRÉ CONGO BELGE ET ANGOLA

Mettant en parallèle la composition détaillée des couches correspondantes dans les deux pays, nous obtenons:

##### CONGO BELGE (Lepersonne, 1945)

- (5) grès tendres rouge-brique.
- (4) grès tendres parfois jaunes ou blancs (env. 100 m.).
- (3) argilites rouges avec zones gréseuses verdâtres:  
*E. mangaliensis* var. *ang.*, *Cypris* sp., poissons (1 à 3 m.).
- (2) grès tendres rouge-brique avec horizons conglomératiques, niveaux d'argilites rouges et niveaux de grès durs (300 m.).
- (1) Conglomérat base (quelques mèt.).

##### ANGOLA (Veatch, 1935)

- (7) dolérites intrusives.
- (6) grès tendres, jaunes, blancs. Grès rouges parfois grossiers et conglomératiques, parfois intercalations schisteuses.
- (5) alternance irrégulière de grès plus ou moins argileux et de schistes gréseux de couleur rouge-brique avec *E. mangaliensis* var. *ang.* et *Estheriella moutai*—plus de 400 m.

L'ensemble énuméré de 1 à 5 pour le Congo Belge constitue le type de la Série du Kwango et est puissant de 400 m. environ.

Le raccord paléontologique est certain et il ne fait pas de doute que la couche 3 du Congo Belge fait partie de l'ensemble numéroté 5 de l'Angola. De plus, il y a continuité géographique entre les affleurements respectifs des couches 4 et 5 du Congo Belge et 6 de l'Angola.

Il a déjà été dit ailleurs (Cahen *et alia*, 1946, p. 263) que la disposition des couches du Karroo dans le Congo Occidental, illustré par la fig. 1 de cette même publication, témoignait d'une disposition transgressive de la série du Kwango par rapport aux formations plus anciennes du même système et qu'une surélévation du socle ancien paraissait diviser le Karroo du Congo Occidental en deux bassins.

De part et d'autre les puissances sont comparables, de sorte que l'on peut considérer que les couches de Quella (niveau 5) de l'étage de Cassanje, sont l'équivalent non seulement du niveau 3 du Kwango, ce qui est certain paléontologiquement, mais encore de 2 et 1. Le faciès plus grossier de cet ensemble au Kwango est normal du fait de la surélévation constatée du socle ancien.

Au Congo Belge la série du Kwango présente une incontestable unité, les grès inférieurs à la couche à *Estheria* étant identiques aux grès supérieurs, et aucune discordance n'ayant pu être observée dans cet ensemble qui repose directement sur le soubassement ancien.

En Angola au contraire, une coupure nette sépare les couches à *Estheria* des grès qui leur sont superposés, et les grès sont transgressifs, par rapport aux couches à *Estheria*.

La conclusion qui s'impose en l'état actuel des observations, doit être que les couches à *Estheria* constituent une unité stratigraphique bien définie, transgressive sur les couches plus anciennes que le Karroo (observations au Kwango Belge et à Bange Angola, route Quella-Malange) et séparées par un contact discordant (région de Marimba) des couches de la Lunda équivalent certain du sommet de la série du Kwango qui les débordent largement en transgressivité.

Les relations stratigraphiques locales, amènent à classer différemment cette unité dans les deux pays; au Congo Belge avec les grès supérieurs pour former la série du Kwango, dont elle forme l'étage inférieur; en Angola avec les schistes à poissons pour former la série de Cassanje, dont elle constitue l'étage supérieur.

Ainsi donc le raccord précis entre le sommet du Karroo de l'Angola et du Congo Belge, s'établit comme suit:

La Série du Kwango comporte deux étages\*:

*l'Etage supérieur* non fossilifère, principalement composé de grès tendres, se raccorde par continuité géographique avec les grès des couches de Lunda (couche 6) de l'Angola—Les dolérites intrusives (couche 7) ne sont pas actuellement connues au Kwango Belge, mais pourraient avoir pour équivalents les basaltes post-permiens récemment signalés par Jamotte à Kasenga sur le Luapula (Jamotte, 1947).

*l'Etage inférieur* de la Série du Kwango se raccorde paléontologiquement aux couches à *Estheria*, sommet de la Série de Cassanje.

L'ensemble de la Série du Kwango est transgressive par rapport aux couches antérieures du Karroo et de plus l'étage supérieur de la Série du Kwango est largement transgressif sur l'étage inférieur.

---

\* De récentes observations de notre collègue et ami, J. Lepersonne, à qui nous avons demandé de préciser l'existence de ces deux subdivisions au Congo Belge, montrent qu'au Kwango et au Kasai Occidental il s'agit jusqu'ici plutôt de la superposition de deux faciès que de deux étages proprement dits. La limite entre ces deux formations peut se placer à des niveaux stratigraphiques variables suivant les régions. Rien n'empêche que tout ou partie du faciès supérieur puisse en certaines régions reposer directement sur le socle, alors qu'ailleurs il repose sur le faciès inférieur. Ceci a été effectivement observé. Nous remercions vivement J. Lepersonne de nous avoir autorisés à compléter notre travail par les résultats encore inédits de ses recherches.

## LA SÉRIE DU LUALABA ET LES COUCHES CORRESPONDANTES DE L'ANGOLA

Récemment encore la Série du Lualaba n'était connue qu'entre Kindu et Stanleyville, le long du fleuve Lualaba, ainsi qu'au Bas Lomami. Veatch y rattachait les couches de Cassanje numérotées 3 et 4\* dans l'échelle rappelée ci-dessus.

En 1945, un certain nombre d'affleurements, au Katanga, au Haut Lomami, et au Bas Kasai y étaient raccordés plus ou moins hypothétiquement; dans les deux premiers cas pour des raisons stratigraphiques et lithologiques, et pour le premier partiellement paléontologique, dans le dernier cas à cause d'une étroite parenté lithologique, stratigraphique et apparemment paléontologique (Cahen *et alia*, 1946).

Tout récemment il vient d'être mis en lumière l'existence dans le Bas Lomami de deux étages superposés caractérisés chacun par une composition lithologique et une faunule propres.

Cette disposition se traduit par le tableau suivant (Cahen, 1948 et Marlière, 1948).

## SÉRIE DU LUALABA

*Etage supérieur ou de la Loïa.*

Grès tendres, gris, gris-vert, parfois roses ou bigarrés avec quelques intercalations de schistes ou d'argilites *Ilyocypris*, *Cytheridae*, *Cypris*, etc.

*Etage inférieur ou de Stanleyville.*

Argilites, schistes et calcschistes rouges ou bigarrés vers le sommet, verdâtres à la base. A la base nombreuses intercalations de grès. Couches bitumineuses. *Metacypris*, *Darwinula globosa* var. *stricta*, *Estheriella lualabensis*, etc.

Les couches lualabiennes de Makungu (Katanga 5e. par.) et du Haut Lomami se rattachent avec plus ou moins de certitude à l'Etage de la Loïa. Pour les premières le lien est surtout paléontologique, encore que la faune soit trop différente pour emporter la certitude. Toutefois la faunule de Makungu est beaucoup plus différente à la fois de celle de l'Etage de Stanleyville et de celle de la série du Kwango que de celle de l'Etage de la Loïa, avec laquelle elle offre, en commun, notamment le genre *Ilyocypris* inconnu dans les autres subdivisions.

Pour le niveau de schistes et grès à silex de la région des confins du Katanga et du Kasai (Haut Lomami) le raccord s'établit de proche en proche par le Lualaba de Delhay et Borgniez (1947) qui affleure dans les bassins de la Lukenie et de la Tshuapa et sert ainsi de transition entre le Sankuru et Lomami. Ces auteurs voient au sud des schistes et argilites à silex, de teinte rouge lie de vin, identiques à celles affleurant plus au sud, passer graduellement vers le nord à des schistes et grès gris-verdâtres, analogues aux roches du Bas Lomami, dont ils se trouvent d'ailleurs très proches. Un indice paléontologique vient confirmer cette conclusion puisque dans le Tshuapa on a recueilli des ostracodes proches de ceux de l'Etage de la Loïa (Marlière, 1948).

Quant aux couches actuellement connues du Bas Kasai, leur composition lithologique, grès-calcareux, schistes et schistes bitumineux, et leur abondante faune de poissons, semblent indiquer au contraire un rapprochement avec l'Etage de Stanleyville.

L'Etage de la Loïa se poursuit vers le N.O. et forme au moins le soubassement du Karroo de l'Ubangi dont la partie supérieure pourrait représenter la Série du Kwango (Cahen, 1948).

D'autre part, le sommet de l'Etage de Stanleyville contient au Lualaba des couches à végétaux; selon J. Dubois, il en est de même de certains grès du bassin du Bas Lomami, placés à la base de

\* En réalité Veatch (1935, p. 140) raccordait également les couches 5 de Cassanje à *Estheria* au Lualaba. Mais ce raccord n'a pu être effectué qu'au prix d'un raisonnement paléontologique inexact qui amène Veatch à une contradiction, puisque d'une part il raccorde les couches à *Estheria* de l'Angola au Lualaba, et au Beaufort moyen (p. 140) et d'autre part il assimile les couches à *Estheria* du Kwango belge au Lubilash et au Stormberg (p. 20). Pour réaliser ces deux équivalences Veatch met en doute l'identité paléontologique bien établie par Leriche entre les phyllopoïdes des couches à *Estheria* du Congo Belge et ceux de l'Angola. Or, ce raccord paléontologique est encore pour le moment le seul dont on soit sûr et quel que soit l'âge absolu indiqué par *Estheria mangaliensis*, il n'est pas permis de donner en l'absence d'autres raisons un âge différent à deux formations, occupant une position stratigraphique semblable et contenant le même fossile. Cette question a été traitée plus en détail dans (Cahen *et alia*, 1946).



#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

l'Étage de la Loia. Il est possible que les grès analogues qui forment le niveau 4 de la succession de Cassanje soient à rapporter à un horizon voisin, occupant la position voulue par rapport aux couches 3 de Cassanje, roches à poissons et analogues à celles de Stanleyville et du Bas Kasai.

Parmi les fossiles des couches à poissons 3 de Cassanje, Carlos Teixeira (1947 et 1948c) a décrit une nouvelle espèce de phyllopode (*Estheria anchietai*) et quatre espèces de poissons. L'ensemble de ces derniers est à l'étude chez M. Leriche.

#### SÉRIE DE LA LUKUGA

*et les couches correspondantes de l'Angola*

Cette série est représentée au Congo Belge par la succession donnée plus haut et qui peut se schématiser comme dans le tableau ci-dessous. Jusqu'ici en Angola elle n'était connue que par les niveaux 1 et 2 des couches de Lutôe, soit par la base de la série.

Récemment MM. C. Freire de Andrade et Carlos Teixeira (1948) ont fait connaître la découverte d'un lambeau de schistes noirs fossilifères dans la Lunda. Ce lambeau est conservé entre failles et fait partie de l'assise des schistes noirs de la Lukuga comme en témoigne sa flore d'âge Ecça.

Sa présence en pleine zone de surélévation du Kasai, montre le bien fondé du schéma fig. 2 de la note (Cahen *et alia*, 1946) ou il vient s'insérer à sa place dans la partie demeurée hypothétique, faute de renseignements.

L'existence de ce lambeau de l'assise des schistes noirs démontre clairement la lacune existant entre les couches 1 et 2 de la succession de Cassanje, et l'Étage de Cassanje. Les couches 1 et 2 doivent être rapportées à l'assise de la Niemba du Congo Belge.

La correspondance entre les couches lukuguiennes de l'Angola et du Congo Belge s'établit donc comme suit:

CONGO BELGE (Cahen *et alia*, 1946, p. 287)

ANGOLA

Étage supérieur

(2) assise de transition.

(lacune)

(1) assise à couches de houille.

Étage inférieur

(2) assise des schistes noirs

(3) lambeau de schistes noirs de la Lunda (Mondji).

(1) assise de la Niemba (Tillite avec schistes, grès et conglomérats divers).

(2) grès.

(1) conglomérat glaciaire.

La succession du Congo Belge constitue la série de la Lukuga et les termes (1) et (2) de l'Angola constituent l'étage de la Lutôe de la succession de Cassanje:

A cette dernière localité la lacune intéresse donc les schistes noirs et tout l'étage supérieur de la Lukuga du Congo Belge.

#### III. NATURE DES CONTACTS ENTRE SÉRIES ET ETAGES

##### CONTACTS ENTRE LA SÉRIE DU KWANGO ET LA SÉRIE DU LUALABA ET LEURS ÉQUIVALENTS DE L'ANGOLA

(a) Des grès tendres dont l'âge n'est pas connu et peut être Kwango reposent en transgression sur l'étage de Stanleyville dans la région de Stanleyville-Ponthierville (Veatch, 1935).

(b) Des grès tendres rouge-brique avec argilites rouges, surmontent en discordance l'étage de la Loia et l'étage de Stanleyville dans le Bas Lomami (Cahen, 1948). Ces grès tendres et argilites sont identiques aux roches de la série du Kwango et paraissent devoir être rapportées à cette série.

(c) Les couches de Makungu—partie de l'assise des schistes rouges de Fourmarier et Jamotte (voir Veatch, p. 101) sont surmontées par des grès tendres raccordés à la série du Kwango (Jamotte, 1947). Ces grès sont transgressifs par rapport aux couches fossilifères de Makungu.

# MOUTA ET CAHEN: KARROO; CONGO BELGE, ANGOLA

(d) Aux confins du Kasai et du Katanga, les grès rouges du Kwango, en continuité géographique avec ceux de la région type, reposent sur des schistes et grès lie de vin avec silex, ces derniers appartiennent à l'étage de la Loia. Un mince conglomérat, peut-être local, sépare ces deux formations (Cahen *et alia*, 1946).

(e) Au Bas Kasai, les grès rouges du Kwango surmontent les couches bitumineuses et calcaireuses de Kipala à poissons.

(f) A Cassanje, la superposition est donnée ci-dessus.

Ces contacts peuvent se résumer dans le tableau ci-dessous:

|             | (a) | (b) | (c) | (d) | (e) | (f) |
|-------------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
| Kwango (2)  | +   | +   | +   | +   | +   | +   |
| Kwango (1)  |     | +   |     | +   |     | +   |
| Lualaba (2) |     | +   | +   | +   |     | +   |
| Lualaba (1) | +   | +   |     |     | +   | +   |

On voit que ces données si elles établissent de façon formelle la superposition de la Série du Kwango sur la série du Lualaba n'apportent pas encore de certitude en ce qui concerne la superposition du Kwango 1 sur le Lualaba 2, puisque dans la coupe b, la série du Kwango, bien que très probablement présente en entier, d'après la description de Dubois, n'a pas été identifiée paléontologiquement, et que dans la coupe f, de Cassanje, c'est le Lualaba 2 qui fait défaut ou ne serait représenté que par sa base.

Pour la coupe d, des données, tirées des travaux de J. Cornet, permettent de penser que le Kwango 1 existe et dans ce cas il occupe une position supérieure au Lualaba 2.

On ne peut provisoirement exclure complètement l'hypothèse qu'une partie du Kwango 1 puisse être contemporaine d'une partie du Lualaba 2.

Il faut encore signaler qu'entre le Lualaba 2 de Delhay et Borgniez (1947), et leur Kwango (sans doute le Kwango 2) existe une formation éolienne typique marquant nettement la discordance entre Kwango et Lualaba.

## CONTACTS ENTRE LA SÉRIE DU LUALABA ET CELLE DE LA LUKUGA et leurs équivalents de l'Angola

(a) Dans les régions de l'Est et du N.E. du Congo, une lacune sépare les séries du Lualaba (étage de Stanleyville) de la série de la Lukuga, cette lacune est attestée à la fois par l'âge indiqué par les fossiles trouvés dans chacune des séries et par le fait que la série du Lualaba repose, suivant les endroits, sur des couches différentes de la série de la Lukuga, et en particulier sur les assises de l'étage inférieur (Veatch, 1935).

(b) Dans la région du 5e. parallèle, l'assise des "schistes rouges" attribuée actuellement avec quelque doute à la série du Lualaba, repose sur toute la série de la Lukuga (Jamotte, 1947).

(c) Aux confins Kasai-Katanga, les couches schistogréseuses à silex de l'étage de la Loia (Lualaba 2) reposent sur des couches dont la base est certainement constituée par le Lukuga inférieur (Cahen *et alia*, 1946; Cahen et Lepersonne, 1947).

(d) A Cassanje, on a la superposition des couches 3 à poissons sur 2 et 1, d'origine glaciaire. Ces contacts peuvent se résumer dans le tableau:

|             | (a) | (b) | (c) | (d) |
|-------------|-----|-----|-----|-----|
| Lualaba (2) |     | +   | +   | +   |
| Lualaba (1) | +   |     |     | +   |
| Lukuga (2)  |     | +   | +   |     |
| Lukuga (1)  | +   | +   | +   | +   |

Ces données démontrent nettement la superposition de la Série du Lualaba sur celle de la Lukuga et les données paléontologiques confirment clairement que c'est tout le Lualaba qui est postérieur à tout le Lukuga.

La lacune entre les deux séries apparaît clairement du fait que le Lukuga supérieur, d'extension moindre que le Lukuga inférieur, fait souvent défaut, le contact mettant en présence Lualaba sur Lukuga inférieur.

## IV. CONCLUSIONS

## A. DONNÉES GÉOMÉTRIQUES

## CONGO BELGE

Les données relatives au Karroo du Congo Belge récoltées depuis la parution du mémoire de Veatch, ont permis de prouver le bien fondé de la thèse des partisans de la superposition du "Lubilash" s.s. (Série du Kwango) sur le Lualaba, par opposition à la thèse des partisans du synchronisme de ces deux formations. De plus, l'examen des contacts révèle l'existence d'une lacune importante entre le Lukuga et le Lualaba et une phase d'érosion et de transgression importante entre le Kwango et le Lualaba. C'est pourquoi une subdivision ternaire est bien justifiée pour des raisons géométriques.

Dans chaque série il est possible, pour des raisons géométriques également, de subdiviser en deux étages et dans certains cas la subdivision peut être poussée plus loin.

## ANGOLA

Dès 1945 une subdivision ternaire a été adoptée et ses relations avec l'échelle du Congo Belge établies. Les pages qui précèdent montrent qu'il est souhaitable de donner aux anciens étages de l'Angola le nom de Séries et de promouvoir les niveaux anciens au rang d'étage. La correspondance précise devient:

*Série du Kwango*

(Basaltes du Luapula?)

Etage supérieur: grès tendres rouge-brique.

Grès tendres parfois jaunes ou blancs.

Etage inférieur: grès rouges et argilites à *Estheria mangaliensis* var. *angolensis*, *Cypris*, et débris de poissons.

*Série du Lualaba*

Etage de la Loia: grès gris et verts, tendres.

Etage de Stanleyville: schistes, grès, calcaires, sch. bitumineux, à poissons, etc.

*Série de la Lukuga*

Etage supérieur: assise (2)

assise (1)

Etage inférieur: assise (2)

assise (1)

*Série du Lunda*

Etage supérieur (7): dolérites intrusives.

Etage inférieur (6): grès tendres jaunes, blancs et bigarrés. Grès rouges parfois grossiers et conglomérats. Parfois intercalations schisteuses.

*Série de Cassanje*

Etage supérieur (5): grès et schistes à *Estheria mangaliensis* var. *angolensis* et *Estheriella moutai*.

Etage moyen (?) (4): grès à végétaux.

Etage inférieur (3): schistes à poissons.

*Série de Lutôe*

Etage (actuellement) unique schistes noirs de la Lunda.

Grès (2) et Conglomérat (tillite) (1).

## B. DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES

Les trouvailles paléontologiques se sont multipliées et les entomostracés ont récemment fait l'objet d'une révision et de déterminations nouvelles (Marlière, 1948). De nombreux poissons étudiés où à l'étude contribueront à éclairer le problème.



Au Congo Belge il existe trois faunules distinctes d'entomostracés caractérisant respectivement l'étage inférieur de la série du Kwango et les deux étages de la série du Lualaba. Cette dernière est en outre caractérisée par ses poissons. La série de la Lukuga est caractérisée par sa flore.

En conclusion, seul l'étage supérieur de la série du Kwango n'a pas jusqu'ici livré de fossiles.

En Angola également, seule la série de Lunda, semble jusqu'ici dépourvue de fossiles. Entre les deux successions des raccords paléontologiques s'établissent directement entre l'Etage inférieur de la série de Kwango et l'Etage supérieur de la Série de Cassanje; indirectement par l'intermédiaire de la Série d'Ecca d'Afrique du Sud, pour les schistes noirs des séries de la Lukuga et de Lutôe.

L'étage inférieur de la série de Cassanje renferme des poissons qui selon M. Leriche (voir in Veatch, 1935, p. 140) indiquent un âge analogue à ceux de Stanleyville.

Ainsi, les raccords basés sur les données géométriques entre les couches du Karroo des deux pays, sont confirmés par les données paléontologiques connues actuellement.

Les raccords avec l'Afrique du Sud ont en partie donné lieu à discussion. Pour les séries de la Lukuga et de Lutôe aucun doute n'est permis et ses séries correspondent en tout ou partie à la série d'Ecca d'Afrique du Sud. Leur base d'âge non déterminé paléontologiquement pourrait être Dwyka supérieur.

Pour les séries supérieures la situation est la suivante:

En 1924, M. Leriche avait conclu que la série du Kwango (Lubilash s.s.) et la série du Lualaba, étaient toutes deux d'âge trias supérieur ou rhétien, ce qui revenait à les assimiler toutes deux au Stormberg ou au plus ancien à la limite Stormberg-Beaufort supérieur.

Haughton, d'ailleurs cité par Veatch, avait déjà conclu à la possibilité de donner au Lualaba un âge plus ancien et ses conclusions sont soutenues par la récente découverte de *Darwinula globosa* var. *stricta*, un des fossiles caractéristiques du Lualaba inférieur dans le Beaufort inférieur de la Rhodésie du Sud (Bond, 1946), et aussi par le fait que la faune d'entomostracés lualabiens étudiée naguère par M. Leriche est caractéristique du Lualaba inférieur (étage de Stanleyville) qui est séparé de la série du Kwango par un étage de la Loia, à faune d'entomostracés distincte. Ce qui conduit nécessairement à vieillir un peu l'étage de Stanleyville (Lualaba inférieur) par rapport à la série du Kwango.

D'autre part, l'analogie marquée entre *E. mangaliensis* E.m. var. *angolensis* et *E. draperi* ainsi que les analogies, lithologiques, conduisaient Haughton à proposer pour la série du Kwango, l'âge Stormberg.

Enfin, récemment, M. Carlo Teixeira a conclu sur l'étude d'une partie des poissons de l'étage inférieur (3) de la série de Cassanje, à l'âge, limite Beaufort moyen—Beaufort inférieur, pour ces couches. Il retrouve ainsi, puisqu'il accepte l'équivalence de ces couches avec celles de Stanleyville, sensiblement la conclusion de Haughton. Toutefois l'étude de l'ensemble des poissons de Cassanje étant sur le point d'être achevée par M. Leriche, nous attendrons les conclusions de cet auteur avant de fixer définitivement notre opinion à ce sujet.

Parce qu'il donne cet âge aux couches (3) à poissons Carlos Teixeira attribue aux couches (5) à *Estheria* et *Estheriella* l'âge Beaufort moyen. Il se trouve ainsi en contradiction avec les avis de Leriche et Haughton, et si, ainsi que nous l'avons vu, il trouve un soutien dans l'opinion de Veatch exprimée (1935, p. 140) cette opinion est infirmée ailleurs par Veatch lui-même (p. 70).

Aussi, dans l'état actuel de nos connaissances sur la paléontologie du Karroo du Congo Belge et de l'Angola admettons nous les équivalences suivantes:

Série du Kwango, étage supérieur = Série du Lunda — Stormberg series (Trias sup.—Jurassique inf.)

Série du Kwango, étage inférieur = Série de Cassanje, étage supérieur — Limite Stormberg-Beaufort sup. (Trias sup.).

Série du Lualaba = Série de Cassanje, étages moyen et inférieur — Beaufort moyen (Trias inf.).

Série du Lukuga = Série de Lutôe = Ecca et sans doute Dwyka pars (Permien et sans doute Carbonifère sup.).

## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

### LISTE DES FOSSILES TROUVÉS DANS LE SYSTÈME DU KARROO AU CONGO BELGE ET EN ANGOLA

N.B. Outre ceux dont les noms suivent, il existe un certain nombre de fossiles dont la détermination, en cours, ne nous est pas connue au 1 août 1948.

#### CONGO BELGE

*Série du Kwango.* Etage supérieur.

Etage inférieur.

*Cypris* sp., *Estheria mangaliensis* Jones var. *angolensis* Leriche; débris de poissons; débris de plantes.

*Série du Lualaba.* Etage supérieur.

cf. *Paraparchites* sp.; *Cypris* sp.; *Ilyocypris lomamiensis* Marlière; *Ilyocypris* sp.; cf. *Cythere* sp.; *Brachycythere?* *basokoensis* Marlière; sans doute aussi: *Candona?* sp.; *Ilyocypris makunguensis* Marlière; *Estheria minuta* var. *brodiei* Jones.

Etage inférieur.

*Cypris* sp.; *Darwinula globosa* Duff. var. *stricta* Jones; *Metacypris passau* Leriche; *Metacypris duboisi* Marlière; *Metacypris roberti* Marlière; *Metacypris* sp.; *Estheria* nov. sp., *Estheriella lualabensis* Leriche; *Lepidotus congolensis* Huss; *Peltopleurus maeseni* Leriche; *Pholidophorus corneti* Leriche; *Colobodus* sp.; *Glossopteris indica* Schimp.; *Nummulospermum* sp.

*Série de la Lukuga.* Etage supérieur.

*Noeggerathiopsis* (*Cordaïtes*) *Hislopi* Bunb.; *Phyllothea australis* Brogn.; *Glossopteris browniana* Brogn.; *Glossopteris indica* Schimp.; *Ullmannia* sp.; *Strobolites?* sp.; *Voltzia* sp.; *Schizoneura* sp.

Etage inférieur.

*Boutakovia salei* Pruvost.; *Gangamopteris cyclopteroides* Feistm.; *Gangamopteris cyclopteroides* var. *attenuata* Feistm.; *Cyclodendron lesliei* Sew.; *Cyclodendron mathieui* Sew.; *Noeggerathiopsis* (*Cordaïtes*) *hislopi* Bunb.

#### ANGOLA

*Série de Lunda.*

*Série de Cassanje.* Etage supérieur.

*Estheria mangaliensis* Jones ou *Estheria mangaliensis* Jones var. *angolensis* Leriche; *Estheriella moutai* Leriche; débris de poissons; algues.

Etage moyen.

Débris de végétaux.

Etage inférieur.

*Estheria anchietai* Teixeira; *Angolaichtys lerichei* Teix.; *Dimorpholepis lutoensis* Teix.; *Elonichtys moutai* Teix.; *Elonichtys angolensis* Teix.

*Série de Lutôe.*

*Neuropteridium* (*Gondwanidium*) *validum* Feistm.; *Noeggerathiopsis?* sp.

#### RÉFÉRENCES

- DE ANDRADE, C. FREIRE, E. TEIXEIRA, C. 1948. Breve notícia sobre un afforamento do Karroo inferior no Nordeste de Angola (Lunda). *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, pp. 67-72.
- ASSELBERGHS, E. 1947. Caractères glaciaires des couches de base du Système du Karroo dans la vallée du Kwango. *Bull. Soc. Belge Geol. Pal. Hydr.*, 56, fasc. 1-2, pp. 58-62.
- BOND, G. 1946. A lower Beaufort (Karoo) invertebrate fauna from S. Rhodesia. *Trans. Roy. Soc. S. Africa*, 31, 2nd part.
- CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J., et MORTELMANS, G. 1946. État actuel des connaissances relatives à la stratigraphie des Systèmes du Kalahari et du Karroo au Congo Belge. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, no. 2, fasc. 2, pp. 237-289.

## MOUTA ET CAHEN: KARROO; CONGO BELGE, ANGOLA

- CAHEN, L., et LEPERSONNE, J., 1947. Les grès de Lusambo, une interprétation des coupes de J. Cornet. *Bull. Inst. Roy. Col. Belge*, 18, 2, pp. 605-614.
- 1948. Sur la stratigraphie de la série du Lualaba le long du Lomami d'après les travaux de J. Dubois (1926). *Bull. Soc. Belge. Géol. Pal. Hydr.*, 57, fasc. 2, pp. 321-328.
- DELHAYE, F., et BORGNEZ, G. 1947. Contribution à la connaissance de la géographie et de la géologie de la région de la Lukenie et de la Tshuapa supérieures (Congo Belge). *Bull. Soc. Belge Géol. Pal. Hydr.*, 56, fasc. 3, pp. 349-371.
- JAMOTTE, A. 1947. Esquisse géologique de la région de Kasenga. *Bull. Inst. Roy. Col. Belge.*, 18, 2, pp. 461-476.
- 1947. Découverte au Katanga de l'horizon à ostrocodes et à poissons de l'étage du Lualaba. *Bull. Inst. Roy. Col. Belge*, 18, 2, pp. 296-301.
- LEPERSONNE, J. 1945. La stratigraphie du système du Kalahari et du système du Karroo au Congo occidental. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, no. 1, pp. 27-50.
- MARLIÈRE, R. 1948. Ostracodes et Phyllopoques du système du Karroo au Congo Belge. *Ann. Mus. Congo Belge*, série in 8°, sci. géol., 2, pp. 1-61.
- SLUYS, M. 1946. Le bassin d'âge "Lukuga" du moyen Epulu. *Bull. Serv. Géol. Congo Belge et Ruanda Urundi*, no. 2, fasc. 2, pp. 291-298.
- TEIXEIRA, C. 1947. État actuel de nos connaissances sur la paléontologie de l'Angola. *Brotéria, Série de Ciencias Naturais*, 16 (43), fasc. 1-2.
- 1948a. Alcerca de um sub-holósteo do Karroo de Angola. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, pp. 105-108.
- 1948b. *Elonichthyidae* do Karroo de Angola. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, pp. 109-112.
- 1948c. Os Peixes do género *Angolaichthys*. *Bol. Soc. Geol. Portugal*, 7, pp. 77-82.
- VEATCH, A.C. 1935. Evolution of the Congo Basin. *Geol. Soc. Amer.*, Mem. 3, pp. 1-183.

## LES INTRUSIONS DE DOLÉRITES DANS LE KARROO DE L'EST DE L'ANGOLA

Par F. MOUTA et M. MONTENEGRO DE ANDRADE

### Portugal

#### RÉSUMÉ

Deux grandes intrusions de dolérites ont été signalées pour la première fois, en 1929, dans l'Est de l'Angola, par un de nous (F.M.); d'après des travaux postérieurs du même auteur (1930-32) l'aire de distribution a été élargie et tous les affleurements connus ont été figurés sur la Carte Géologique de l'Angola, publiée en 1933.

Ces intrusions (dykes) traversent dans une direction N.N.W.-S.S.E. le Karroo de l'Angola (Série de Lunda), à l'Est du Cuanza, entre les parallèles 12e et 13e de Latitude Sud et séparées par plus de 200 kilomètres de distance.

La présente communication est une étude détaillée de la géologie de ces intrusions, accompagnée de coupes et de photographies (F.M.) et aussi une étude pétrographique des roches récoltées (M.A.).

L'étude pétrographique a montré pour les roches de tous les gisements, la présence très uniformément remarquable, de dolérites à texture intersertal, à pigeonite et labrador. L'analyse chimique et la composition réelle (mode) d'une de ces roches (Am. C-9-3) sont indiquées ci après:

| Analyse chimique               |       | Mode      |     |
|--------------------------------|-------|-----------|-----|
| SiO <sub>2</sub>               | 50,82 |           |     |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 17,54 |           |     |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,20  |           |     |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 8,25  |           |     |
| FeO                            | 5,60  |           |     |
| MnO                            | 0,19  |           |     |
| MgO                            | 3,04  |           |     |
| CaO                            | 9,39  |           |     |
| Na <sub>2</sub> O              | 2,48  |           |     |
| K <sub>2</sub> O               | 1,23  |           |     |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0,46  |           |     |
| H <sub>2</sub> O+              | 1,00  |           |     |
| H <sub>2</sub> O—              | 0,57  |           |     |
| 100,77                         |       | Labrador  | 60  |
|                                |       | Pigeonite | 27  |
|                                |       | Chlorite  | 6   |
|                                |       | Minerais  | 7   |
|                                |       |           | 100 |



# PEGMATITES ET MINÉRALISATIONS CONNEXES DU CONGO BELGE ORIENTAL ET DU RUANDA-URUNDI

Par J. THOREAU

Belgium

RÉSUMÉ

Les minéralisations d'étain, wolfram, niobo-tantalates, minéraux de terres rares, et leurs satellites, sont très développées dans l'Est Congolais, depuis le Katanga méridional jusqu'au Maniéma et Kivu, et plus à l'Est au Ruanda-Urundi.

Un voyage d'étude récent à travers ces régions a conduit l'auteur à certaines considérations au sujet de la genèse des gisements. Après une description sommaire des caractères essentiels de ces derniers, certaines observations sont présentées sur les rapports des minéralisations avec les roches "éruptives."

Dans les pegmatites les minéraux métallifères appartiennent presque toujours à une phase postérieure à celle qui a donné la masse pegmatitique; ils accompagnent, ou suivent, la formation des satellites: béryl, schorl, minéraux lithiques. Ils se développent, d'autre part, en filons dans la bordure des granites ou dans les terrains de l'environnement. Peut-être le départ de ces éléments filoniens, à partir du magma granitique, s'est-il opéré dans d'autres conditions que celui des éléments métallifères trouvés dans les pegmatites.

L'ensemble des minéralisations semble accuser une distribution zonaire dont l'ordre serait marqué, de bas en haut, par la succession Ta—Nb—Sn—W.

**P**ARMI les gisements minéraux qui constituent la richesse du sous-sol congolais, ceux du Katanga méridional ont fait l'objet d'amples descriptions. C'est la zone dite "du cuivre" caractérisée par une paragenèse complexe où, à côté du cuivre, figurent le cobalt, le nickel, l'argent, le zinc, l'uranium, l'or, le palladium.

Mais il existe dans l'Est de la Colonie Belge une zone très étendue s'amorçant à l'extrémité occidentale de la bande cuprifère katangaise et se développant en direction Nord-Nord-Est, à travers le Katanga septentrional, vers le Maniéma et le Kivu, puis les territoires du Ruanda-Urundi, zone caractérisée par des minéralisations d'étain et de métaux apparentés. Leur mise en valeur, plus récente que celle des gisements de cuivre, a commencé par les régions extrêmes, le Katanga au Sud, le Ruanda au Nord; puis les prospections progressèrent au Kivu et au Maniéma et, de bonne heure partout, après que les premiers gîtes de remaniement, alluvions et éluvions, eussent été développés, on s'attaqua aux gîtes primaires.

Jusqu'à une époque récente les publications relatives à ces gisements étaient restées très peu nombreuses. Mais on doit, tout récemment, à d'excellents observateurs des études qui commencent à combler cette lacune, au moins pour certaines régions. Quelques travaux ont été publiés déjà (Aderca, 1945, 1948; Varlamoff, 1948; Wéry, 1948).\* Ces travaux qui s'élèvent au dessus de la description de détail et visent à la synthèse métallogénique présentent un grand intérêt.

L'objet de la présente note est, à divers points de vue, bien plus limité. D'observations faites au cours d'un voyage récent à travers les champs miniers de la longue zone stannifère, on voudrait dégager, en très grand raccourci, certains traits de la minéralisation et, éventuellement, quelques réflexions sur les problèmes de la genèse; mais le détail descriptif sera délibérément écarté.

Les éléments d'intérêt économique sont la cassitérite, le wolfram (ou la ferbélite), les niobo-tantalates, et certains minéraux de terres rares; pour être complète l'énumération devrait comprendre, en outre, les noms de quelques espèces qui ne jouent dans l'ensemble qu'un rôle accessoire (stannine,

---

\* On ne peut s'abstenir de faire mention aussi des belles collections minéralogiques et de la précieuse documentation réunies par A. Safiannikoff, géologue de la Compagnie Minière des Grands Lacs Africains, en son remarquable musée de Kamituga (Maniéma).

varlamoffite, scheelite, etc. . . ). En outre, l'or développé dans les mêmes régions est-il peut-être à rapporter encore au même cycle de minéralisations; c'est là un des problèmes que va poser l'étude métallogénique.

Tous les gisements en cause accusent des relations plus ou moins immédiates avec des massifs granitiques ou des amas de pegmatites. Les terrains où se trouvent logées ces roches éruptives et les minéralisations appartiennent, au Nord, au Système de l'Urundi et aux couches métamorphiques dites "de la Ruzizi" auxquelles passent, vers le bas, les terrains "de l'Urundi"; au Katanga, l'environnement est formé par les schistes et quartzites du Système des Kibara, qui sont peut-être à synchroniser avec le système de l'Urundi des régions septentrionales.

Les gîtes reproduisent des types classiques: d'une part le filon de quartz, avec développement fréquent de greisen aux épontes, que celles-ci soient constituées de granites ou de schistes; et d'autre part les pegmatites en lentilles ou en amas de forme complexe.

La position des filons par rapport au massif granitique dont ils dépendent est variable. Dans certaines régions ils occupent la zone périphérique du granite; ils s'enracinent dans celui-ci, mais peuvent passer vers le haut, en s'y amenuisant, dans le schiste encaissant. Ailleurs ils sont logés en plein schiste, soit dans l'auréole immédiate du granite, soit à quelque distance.

Au point de vue minéralogique, un caractère remarquable, particulier à certaines régions, est le grand développement de la topaze (Kaïlo, Kalima, au Maniema occidental), ou du béryl (Mitwaba, au Katanga septentrional); ces minéraux se rencontrent associés au quartz du filon lui-même, et aussi dans le greisen de l'éponte. Il s'agit toujours de filons situés dans le granite ou dans la zone de contact immédiate. C'est dans les mêmes conditions que les filons contiennent parfois des feldspaths. La tourmaline noire (schorl) est plus commune; on la trouve dans le quartz filonien et surtout dans les terrains encaissants. Par endroit se manifestent des sulfures (pyrite, pyrrhotine, mispickel, galène) et des minéraux de bismuth.

Parmi les minéraux économiques, dans les filons, la cassitérite joue évidemment le rôle prédominant. Elle y est en général de ton assez clair, parfois presque blonde. Les niobo-tantalates sont accidentels. Le wolfram est assez fréquent, mais il a une tendance à se concentrer dans ses filons propres, soit dans les limites du champ de fractures d'une aire stannifère, soit de façon tout à fait indépendante en dehors des minéralisations d'étain (Kifurwe, dans l'extrême Nord Ruanda).

Pour ce qui concerne les pegmatites, la première observation à faire est la fréquence de ce type de gisement stannifère dans le Centre africain. Des exploitations ont été ouvertes dans ces roches en de multiples endroits, mais surtout au Katanga et d'autre part au Kivu et au Ruanda.

A proximité de la surface du sol la roche est en général très altérée. Ceci vise surtout les phases albitiques. Quand la roche est restée suffisamment fraîche, on peut distinguer sur le terrain même l'intervention de plusieurs phases dans son élaboration.

Des caractères fréquemment décrits à ce sujet chez les pegmatites d'autres régions (Gevers, 1937)\* se retrouvent au Congo. La phase initiale est généralement constituée par une roche très grossière, à feldspath potassique, et qui, pour beaucoup d'auteurs, représente un stade magmatique ou épimagmatique. Les structures graphiques y sont fréquentes. Les phases ultérieures, attribuées à des processus pneumatolytiques et hydrothermaux, apportent, dans un ordre que nous ne chercherons pas à détailler ici, un cortège de minéraux auxquels les pegmatites doivent leur principal intérêt. Il s'agit essentiellement de venues albitiques qui épigénisent les premières formations. Au Congo la nature de ces minéraux, ou tout au moins leur importance quantitative, varie d'un gisement à l'autre. En dehors de la muscovite, toujours présente et largement développée, on rencontre communément l'apatite, le béryl, les tourmalines claires et le schorl, quelquefois le spodumène et des phosphates de Fe, Mn, Li; enfin les minéraux lourds: cassitérite et niobo-tantalates. Au Ruanda Oriental la pyrrhotine est fréquente.

\* Il y a lieu de faire une mention spéciale, en ce qui concerne l'Afrique, des travaux de A. Lacroix pour Madagascar et de T. W. Gevers pour le Namaqualand.



#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Le béryl peut se présenter en très gros cristaux hexagonaux (Ruanda Occidental); quant au spodumène, rencontré dans plusieurs pegmatites, il acquiert au gisement de Manono (Katanga septentrional) une extension tout à fait remarquable avec cristaux gigantesques. La tourmaline noire peut faire défaut dans la pegmatite elle-même, mais elle prend communément dans les terrains encaissants un développement considérable. Elle y représente sans doute un stade antérieur aux cristallisations des phases albitiques de la pegmatite.

Le rôle joué par la cassitérite de ce complexe ne se révèle pas clairement à première vue. Elle s'y montre associée, en proportion particulièrement élevée, aux veines de greisen ou de quartz qui marquent l'étape finale des phénomènes pegmatitiques. Quand l'amas de pegmatite est épais, la région des contacts semble constituer pour ces minéralisations une zone d'élection; on voit parfois les veinules stannifères passer de la pegmatite dans le terrain encaissant. Mais il y a aussi de la cassitérite qui paraît disséminée dans la masse des minéraux de base, quartz et feldspaths, et qui appartiendrait à une phase antérieure. Cette question doit faire l'objet d'études de détail qui n'entrent pas dans le cadre de la note succincte présentée ici.

La cassitérite des pegmatites est généralement assez foncée, presque noire.

Les minéralisations de terres rares dans les pegmatites réclament une mention spéciale. Il existe une région d'une certaine étendue, au Sud-Est d'Usumbura (Urundi), où la bastnaésite (fluocarbonate de Ce, La, Di) se manifeste avec persistance; le minéral y appartient à des veines quartzeuses en rapport avec des pegmatites et recoupant, tantôt la pegmatite, tantôt les schistes cristallins de l'environnement. Le centre principal est Gakara-Karonge.

Les caractères minéralogiques généraux qui viennent d'être fixés nous invitent à considérer certains aspects du problème de la genèse des gisements. L'indiscutable apparemment de ceux-ci au granite et à la pegmatite soulève la question de l'origine de ces dernières roches, de la nature des phénomènes qui ont présidé à leur élaboration, des circonstances dans lesquelles se sont concentrés les éléments métallifères.

En présence de l'évolution des idées sur les diffusions en milieu solide et les processus de la granitisation, les théories classiques fondées sur l'hypothèse magmatique doivent être reconsidérées.

Les gisements du Congo, conformes dans l'ensemble aux types métallogéniques connus, n'apportent pas, dans la discussion de ces questions, des éléments d'appréciation bien nouveaux. Mais sans doute est-il utile de marquer, à leur propos, certains traits qui sont frappants pour l'observateur.

Les pointements granitiques auxquels s'associent les gisements ont en général les caractères des granites "en massifs circonscrits." Les limites peuvent être nettes et les auréoles de métamorphisme peu étendues; il existe toutefois, pour ces points, des différences assez marquées d'une région à l'autre. Les petites apophyses granitiques issues du massif éruptif et pénétrant dans les schistes encaissants sont d'observation courante. Dans diverses régions les couches des terrains sont sensiblement parallèles au contact de la roche éruptive; celle-ci forme un dôme sur lequel se moulent les formations sédimentaires.

Si le caractère intrusif n'est pas toujours bien accusé pour les granites, il devient au contraire tout à fait net pour les pegmatites. Celles-ci se présentent en lentilles, dykes, amas irréguliers poussant des branches informes dans les terrains encaissants. Toutes les pegmatites minéralisées que nous avons observées sont incluses dans les formations sédimentaires; elles doivent appartenir à l'auréole d'un foyer granitique profond.

Mais ces caractères n'excluent pas, tant pour les granites que pour les pegmatites, l'existence, dans des limites étroites autour des contacts, de roches de caractère mixte que l'on qualifiera d'endomorphiques ou de migmatitiques. Bien que ces phénomènes présentent une évidente analogie avec les opérations profondes de granitisation, il faut, à notre sens, à l'échelle et au niveau où ils se manifestent, les en distinguer dans l'ordre géologique.

Nos granites et nos pegmatites pourraient représenter des fractions de migmatites profondes mobilisées sous l'influence d'un afflux local, particulièrement intense, d'émanations. Intrusion d'une masse en fusion? ou processus de granitisation à progression rapide en milieu semi-liquide? Il faut



reconnaître en tout cas à ces roches, surtout aux pegmatites, des caractères trahissant une élaboration dans un milieu où régnaient des conditions physico-chimiques tranchant à l'extrême sur celles de l'environnement. Pour le métallogéniste les vues fondées sur le déroulement de processus de différenciation magmatique, avec libre jeu des réactions entre composants, offrent une interprétation si satisfaisante des faits d'observation qu'il n'acceptera pas aisément de s'en départir.

Les concentrations métallifères en rapport avec les phénomènes d'intrusion constituent un noeud des difficultés. Ce n'est pas seulement l'ordre et la distribution des minéralisations qu'il faut expliquer, mais l'origine même des métaux. L'idée d'une concentration presque sur place, à partir des terrains mêmes dont le granite serait venu prendre la place, soulève sans contredit de sérieuses objections. Il est plus facile d'admettre que le site initial a pu se trouver, soit dans une zone profonde, plus étendue, de granitisation, où à la faveur des émanations se serait effectuée une concentration vers les parties mobilisées intrusives, soit plus bas encore, aux sources mêmes des éléments qui auraient amorcé les granitisations? Dans cette dernière hypothèse un pont se trouverait jeté entre certains concepts actuels et les vues classiques de la métallogénie qui cherchent l'origine des métaux dans les magmas d'origine très profonde.

Mais passons à un autre problème, celui des rapports entre les deux types de gisements qui ont été décrits plus haut: les pegmatites minéralisées et les filons de quartz. Ils manifestent entre eux une certaine indépendance, l'un des deux pouvant exister seul dans un district minier donné, ou s'y trouver très prédominant. Il semble qu'ils correspondent à des zones thermiques différentes, les pegmatites occupant la zone la plus profonde.

M. N. Varlamoff (1948) a fait observer, en comparant entre elles les régions minéralisées de l'Est congolais, que les minéralisations s'étaient établies plus ou moins haut par rapport aux limites du massif granitique, suivant la température régnant dans les terrains de l'environnement; parallèlement, leur site, soit à la périphérie même du granite, soit dans une zone extérieure à celui-ci, paraît se trouver en relation avec le plus ou moins d'intensité du métamorphisme des terrains dans l'auréole du massif. Ne faut-il pas trouver aussi une des raisons de ces oppositions entre régions dans la variation de la proportion des éléments volatils ayant coopéré à la mise en place du granite?

Si l'on accepte de considérer les deux catégories de gisements stannifères comme des produits de l'évolution d'un magma granitique, selon les vues classiques, la question se pose de savoir si elles se placent sur une même ligne de dérivation, les filons faisant suite, dans le temps et dans l'espace, aux pegmatites; ne répondent-elles pas plutôt à deux processus parallèles, les filons étant dûs au dégagement d'éléments volatils à un stade précoce de l'évolution, tandis que les pegmatites minéralisées constitueraient un ultime résidu de la différenciation du magma?

Cette dernière manière de voir est conforme aux vues exprimées par Fersman (1931) dans ses tableaux géochimiques des dérivés du granite. A première vue, l'indépendance qui se marque à un certain degré entre les deux types de gisement se concilierait assez bien avec semblable interprétation. Il faut toutefois rappeler la tendance que manifeste la cassitérite des pegmatites à se concentrer, à un stade tardif, dans les veinules de greisen et de quartz de la roche, lesquelles pourraient représenter un terme de transition vers les filons de quartz proprement dits.

Une dernière question retiendra notre attention, celle de la répartition zonaire des métaux autour des foyers éruptifs. L'ensemble des minéralisations de l'Est Congolais paraît mettre en évidence la succession suivante, à partir du foyer: Nb-Ta  $\longrightarrow$  Sn  $\longrightarrow$  W.

N. Varlamoff (1948) et A. Wéry (1948) tracent ces zones pour des régions du Maniema. On les observe aussi au Ruanda, région orientale et région occidentale.

Peut-on aller plus loin et distinguer, dans leur comportement, entre tantale et niobium? Certains observateurs le pensent, mais les données paraissent ici plus fragiles. Le tantale appartiendrait à une zone thermique plus profonde que celle du niobium; ce caractère se traduirait par une diminution progressive du rapport Ta/Nb à partir du foyer éruptif. C'est ainsi que les niobo-tantalates des gîtes stannifères sont, en général, des colombites plutôt que des tantalites.

#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

Au sujet de ces éléments, il y a lieu de mentionner que, contrairement à ce qu'on a souvent pensé, ils n'appartiennent pas uniquement aux phases pegmatitiques proprement dites. En plus d'un endroit on les rencontre dans des veines de quartz, avoisinant ou recoupant des pegmatites, ou encore dans les alluvions de zones filoniennes où elles paraissent provenir des filons de quartz. Cette observation a été faite déjà par N. Varlamoff au Maniema; elle se confirme dans d'autres régions du Katanga et du Ruanda. Le niobium et le tantale manifestent donc une certaine mobilité et, contrairement sans

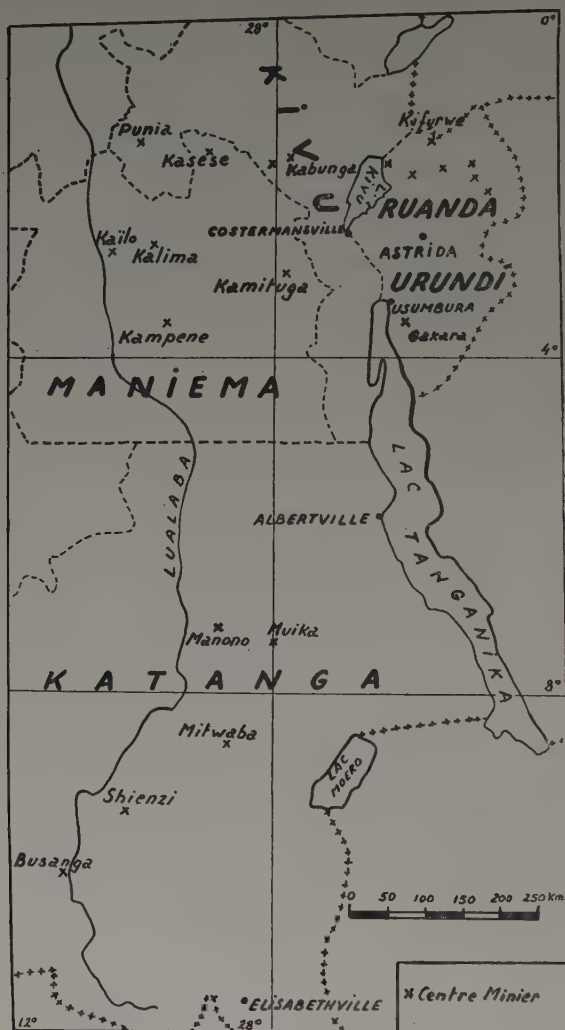


FIG. I.

doute à l'attente, les tantalites des quartz se montrent dans certains cas plus riches en tantale que celles de la pegmatite.

Peut-être faut-il placer l'or à la suite du tungstène dans la distribution zonaire. On notera la rencontre, dans des régions diverses du Congo, de la scheelite dans des filons aurifères. Mais la question des relations entre minéralisations aurifères et minéralisations stannifères au Congo constitue un grave problème qu'il est impossible d'aborder ici.

## THOREAU: PEGMATITES, CONGO BELGE

Quant à l'existence de zones thermiques dans la répartition des divers types de pegmatites, nous ne pouvons en ce moment qu'opposer l'ensemble des pegmatites minéralisées (à tourmaline claire, béryl, spodumène, apatite) aux pegmatites "épimagmatiques" ne comprenant que les phases de haute température et qui sont stériles en métaux. Ces dernières, rencontrées surtout au sein des massifs granitiques, occuperaient un niveau inférieur à la zone des pegmatites minéralisées.

### RÉFÉRENCES

- ADERCA, B. 1945. Note préliminaire sur la géologie de la Mine de Kibara (Congo Belge). *Ann. Soc. Géol. Belg., Bull.*, 69, pp. 27-34.
- 1948. La Mine de Kibara (Katanga, Congo Belge). Associations Minérales. *Ann. Soc. Géol. Belg., Bull.*, 71, pp. 298-312.
- FERSMAN, A. E. 1931. Über die geochemische-genetische Klassifikation der Granitpegmatite *Tscherm. Min. Petr. Mitt.*, 41, 1, pp. 64-74.
- 1931. Traité en langue russe sur les "Pegmatites," édité par l'Acad. Sci. U.R.S.S. Léninegrad.
- GEVERS, T. W. 1937. Phases of Mineralization in Namaqualand Pegmatites. *Trans. Soc. S. Africa*, 39 for 1936, pp. 331-377.
- VARLAMOFF, N. 1948. Gisements de cassitérite de la région de Kalima (Maniema, Congo Belge). *Ann. Soc. Géol. Belg., Bull.*, 71, pp. 194-237.
- WÉRY, A. 1948. Le domaine minier de la Compagnie des Grands Lacs. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 57, pp. 40-75.



# SUR LA DÉCOUVERTE D'ALGUES FOSSILES DANS LES TERRAINS ANCIENS DE L'ANGOLA

Par P. VASCONCELOS

Angola

RÉSUMÉ

Jusqu'à ces dernières années on ne connaissait pas de formes fossiles dans les sédiments des terrains anciens de l'Afrique. De ce fait il en est résulté pour l'Afrique (exception faite du Nord avec des affinités européennes, et de l'extrême Sud avec une faune bien individualisée au Cap), une nomenclature stratigraphique complexe et obscure basée sur des groupements ayant des noms locaux, peu commodes à fixer, et qui quelquefois n'ont pas résisté longtemps après leur présentation, étant remplacés par d'autres; ou, plus grave encore, les groupements ont subi une nouvelle définition—ce qui devrait toujours être évité en géologie.

Vers la fin du siècle dernier quelques observateurs avaient remarqué la présence de certaines structures anormales dans quelques formations des terrains anciens, et l'interprétation de leur origine—organique ou inorganique—a donné lieu à des discussions ardues, et en particulier, celle qui s'est établie autour de l'Eozoon Canadense. Quoi qu'il en soit, l'Eozoon, roche ou forme organisée, a attiré l'attention générale sur le problème, conduisant à de nouvelles recherches, lesquelles ont réduit de manière sensible le nombre des incrédules et des sceptiques; aujourd'hui l'existence de formes algaires fossilisées dans les vieux terrains du Pré-Cambrien et du Paléozoïque inférieur, est un fait généralement admis. Dans le magistral travail du Dr. Carroll Lane Fenton, *Pre-Cambrian and Early Paleozoic Algae*, on trouve une brillante discussion des arguments présentés contre l'origine organique des structures stromatolithiques.

JUSQU'À ces dernières années on ne connaissait pas de formes fossiles dans les sédiments des terrains anciens de l'Afrique, ce qui constituait pour le géologue une sérieuse difficulté, le forçant à avoir recours systématiquement à de laborieuses comparaisons d'ordre lithologique pour l'établissement de la succession stratigraphique. Il va sans dire que les difficultés augmentaient quand on essayait de comparer entre elles des séries considérées équivalentes en des pays lointains ou dans des régions éloignées du même territoire. Dans ce cas se trouvent les anciens terrains plissés du Congo Occidental français, belge et portugais d'un côté, et ceux du Katanga et Haut Zambèze de l'autre. La contemporanéité ou presque contemporanéité de ces formations était admise depuis longtemps, mais les différences marquées de faciès compliqués à l'Est par altération et silicification intenses et la difficulté de trouver des niveaux de référence sûrs, se sont traduites pendant longtemps par une discussion sur les équivalences stratigraphiques.

De ce fait est résulté, pour l'Afrique (exception faite du Nord avec des affinités européennes, et de l'extrême Sud avec une faune bien individualisée au Cap), une nomenclature stratigraphique complexe et obscure basée sur des groupements ayant des noms locaux, peu commodes à fixer, et qui, quelque fois, n'ont pas résisté longtemps après leur présentation, étant remplacés par d'autres; ou, ce qui est plus grave encore, les groupements ont subi une nouvelle définition—cas qui devrait toujours être évité en géologie; en vérité, l'impossibilité pour les géologues de chaque pays à se mettre au courant de la nouvelle signification correspondant à un même terme rend les problèmes plus complexes en exigeant un travail intense d'actualisation des nomenclatures.

Vers la fin du siècle dernier quelques observateurs avaient remarqué la présence de certaines structures anormales dans quelques formations des terrains anciens; l'interprétation de leur origine—organique ou inorganique—a donné lieu à des discussions ardues et difficiles, avec des aspects intéressants, étant bien connue celle qui s'était établie autour de l'Eozoon "Canadense," qui parmi d'autres interprétations, a été considéré soit comme une colonie de foraminifères, soit comme une ophicalcite et, plus récemment, comme une algue. Quoi qu'il en soit, l'Eozoon, roche ou forme

OCCURRENCES DE FORMES ALGAIRES DANS L'ANGOLA. (A)



DISTRIBUTION GEOGRAPHIQUE DES SYSTÈMES EQUIVALENTS

1. — SYSTÈME DU CONGO OCCIDENTAL (CONGO BELGE ET A.E.F.).
- 1a. — " " BEMBE (N.W. DE L'ANGOLA-CONGO PORTUGAIS).
- 1b. — " " (S. DE L'ANGOLA).
- 1c. — " " (E. DE L'ANGOLA - HAUT ZAMBEZE).
2. — " " KATANGA (CONGO BELGE - KATANGA).
3. — " " NAMA-TRANSVAAL (S.W. AFRICAIN ET TRANSVAAL).
4. — " " LOMAGUNDI (RHODESIE DU SUD).

FIG 1.

organisée, a attiré l'attention générale sur le problème, conduisant à de nouvelles recherches, et celles-ci, si elles n'ont pas été toujours heureuses, furent parfois couronnées de succès, au point de réduire de manière sensible le nombre d'incrédules et de sceptiques. Une intéressante discussion au sujet des arguments présentés contre l'origine organique des structures stromatolithiques se trouve dans le magistral travail du Dr. Carroll Lane Fenton, "Pre-Cambrian and Early Paleozoic Algae." Actuellement, l'existence de formes algaires fossilisées dans les vieux terrains du Pré-Cambrien est un fait généralement accepté.

\* \* \* \* \*

En 1931, l'abbé A. Salée présenta dans la Réunion de l'Assemblée de l'Association des Géologues Africains, à Kigoma, les premières formes stromatolithiques recueillies dans le Système de Lumpungu du Ruanda-Urundi et dans la Série Malagarasi du Tanganika; J. Schuster (1933) et W. Dietrich (1933) ont conclu de leur étude qu'il s'agissait de véritables structures algaires et que, en ce qui concerne leur âge, elles occuperaient probablement un long intervalle de temps: Pré-Cambrien-Paléozoïque inférieur.

À cette découverte, d'autres se succédèrent et les travaux classiques de R. B. Young (1933, 1934) constituent une discussion remarquable au sujet de l'origine des formes de cette nature qu'il a découvertes dans les dolomies du Sud-Ouest Africain. De ses travaux, le plus remarquable est sans aucun doute l'étude comparative entre les Stromatolithes du Sud-Ouest Africain et les formes récentes étudiées par M. Black (1933) dans l'Île d'Andros (Archipel des Bahamas).

Nous devons également noter tout spécialement la contribution de C. M. Schwellnus et H. D. Le Roex (1944) qui ont affirmé que certaines structures de la Dolomie d'Otavi étaient dues à l'action des agents organiques notamment des algues.

En 1941, au Katanga, A. Jamotte (1944) a assimilé des structures étranges de la Mine de Rwashi à des algues des genres "Collenia" et "Cryptozoon." Plus tard, L. Cahen, G. Mortelmans, J. Lepersonne (1946), F. Sluys (1945), A. L. Hacquaert (1933) et E. Polinard (1924-25) ont démontré la large distribution d'algues fossiles, surtout des Stromatolithes, dans les systèmes anciens du Congo belge.

Certaines structures décrites par V. Babet (1929) pour l'Afrique équatoriale française, ont été considérées par A. Jamotte comme appartenant au genre "Collenia." Les découvertes de G. Choubert (1945) dans l'Atlas, de R. Furon (1945) dans la Nigeria, et de N. Menchikoff (1946) dans le Sahara occidental, ont montré l'énorme aire de distribution de ces algues en Afrique.

À ces découvertes peuvent s'ajouter celles réalisées par l'auteur depuis 1945 en Angola, dans les trois divisions géographiques du Système du Bembe: Congo portugais, Haut Zambèze et Sud de l'Angola (Chela-Humpata). L'étude et la classification des formes découvertes appartiennent aux spécialistes, et le but de cette communication est d'établir sa valeur en tant que moyen de référence stratigraphique en Angola et également dans la sélection de niveaux susceptibles d'être comparés à ceux des systèmes des pays voisins ou autres.

Le tableau ci-après fait ressortir la position du problème pour l'Angola, Sud-Ouest Africain, Congo belge, et Afrique équatoriale française.

Il y a longtemps qu'on admet—une idée à laquelle les travaux de Delhay et Sluys (1923-24; 1928-29), M. Robert (1940), P. Fourmarier (1930), H. Lagotala (1932-33), et A. Jamotte (1944), donnèrent un grand relief—que certaines zones de terrains anciens généralement très plissés et formant comme deux bandes concentriques autour des dépressions du Congo et du Kalahari étaient contemporaines ou au moins presque contemporaines, un point de vue qui, pendant très longtemps, a eu seulement comme base l'identité lithologique et structurale des formations. Il revient à A. Jamotte l'honneur d'avoir, pour la première fois, identifié certaines structures du Katanga comme algues fossiles et d'avoir pour la première fois en 1941, présenté les équivalences stratigraphiques de ces Systèmes sur des bases paléontologiques. Bien que, à cette époque, on ignorait l'existence de ces formes en Angola, Jamotte a exprimé l'opinion que les roches de cette Colonie ne devraient pas être exclues, ce qui, peu après, se vérifia être exact.



# VASCONCELOS: ALGUES ANCIENNES, ANGOLA

Les premières algues découvertes en Angola, dans les Systèmes anciens, furent trouvées dans le ruisseau Mavoio (Poste du Quibocolo, Congo portugais), à la fin de 1944, dans un niveau complètement silicifié constitué par des pseudo-oolithes noirs, distribués dans une matrice blanche; c'est un niveau très caractérisé et qui occupe invariablement la même position, entre des calcaires au mur, et des schistes argileux avec intercalations cherteuses persistantes au toit (Vasconcelos, 1946). À la Réunion Géologique de Léopoldville de 1945, l'auteur a vérifié que cette roche concorde précisément, aux points de vue macro et microscopique avec le niveau de Kisantu (étage C4 de la Série Schisto-Calcaire du Congo belge), et dans laquelle A. Hacquaert (1933) a découvert des formes qu'il a identifiées "Schizophyceae" (Porostromata de Pia). Dans les travaux de reconnaissance réalisés postérieurement, l'auteur a vérifié qu'il s'agissait d'un niveau extrêmement persistant, et qui constituait une référence de position remarquable pour le Système du Bembe.

| Système du Congo Occidental<br>(Système du Bembe)                                   |                             |                  | Système du<br>Bembe                        | Système du<br>Katanga                                                | Système du<br>Bembe             | Système du<br>Nama            |
|-------------------------------------------------------------------------------------|-----------------------------|------------------|--------------------------------------------|----------------------------------------------------------------------|---------------------------------|-------------------------------|
| N.W. de l'Angola<br>(Congo Occidental)                                              | Congo Belge<br>(Occidental) | A.E.F.<br>(S.W.) | Est de l'Angola<br>(Haut Zambèze)          | Congo Belge<br>(Katanga)                                             | S.W. de l'Angola                | S.W. Africain                 |
| Série Schisto-Gréseuse                                                              |                             |                  | ?                                          | Série du Kundel-<br>ungu supérieur<br>Petit conglomérat<br>(Tillite) |                                 | Couches de<br>Fish River      |
| Brèche-Conglomérat de la Luidi (Angola)<br>du Bangu-Niari (Congo belge et français) |                             |                  | Série du Kundelungu inférieur              |                                                                      |                                 |                               |
| (Algues) Série Schisto-Calcaire                                                     |                             |                  | Grand conglomérat (Tillite)                |                                                                      |                                 |                               |
|                                                                                     |                             |                  | Série de Mwashya                           |                                                                      | (Algues) Calcaires              | (Algues) Dolo-<br>mie d'Otavi |
|                                                                                     |                             |                  | (Algues) Série des Mines-Roan<br>supérieur |                                                                      | dolomitiques-<br>Humpata        |                               |
|                                                                                     |                             |                  | Série de Roan inférieur                    |                                                                      | Schistes et grès<br>de la Chela | Couches de<br>base de Kuibi   |
| Tillite du Bembe (=Tillite du Bas-Congo<br>belge et français)                       |                             |                  |                                            |                                                                      | Tillite du Tjama-<br>lindi      | Tillite de<br>Numees          |

En outre, le Système a révélé au Congo l'existence d'un bon nombre de formes stromatolithiques conjointement avec d'autres d'aspect plus douteux—"incerta sedis"—comme par exemple les remarquables cherts ellipsoïdaux de l'étage C4; nonobstant, le mode de gisement de ces formes complètement silicifiées au milieu de calcaires est, dans l'opinion de l'auteur, suggestive d'une origine organique. Les formes stromatolithiques découvertes sont entièrement comparables à celles du genre "Collenia" et renferment une bonne quantité de formes depuis le type simple "undosa," jusqu'à des formes complexes. Un type ressemblant au "Conophyton" fut trouvé récemment par l'ingénieur Mr. J. Trigo de Mira, auprès de l'exploitation agricole de Quiôngua. Dans la même région, à environ 400 km. au Sud du Mavoio, l'auteur a rencontré également le niveau oolithique cité ci-dessus.

Dans une rapide visite aux dolomies de la région de Humpata (Sud de l'Angola), l'auteur a trouvé, entre autres formes, un bel exemplaire de Courgeonnement en colonnes ramifiées, ainsi qu'une très belle brèche "edgewise." Il est à espérer que dans le futur on réussisse à trouver des formes se rapprochant plus de celles de la Dolomie d'Otavi.

Il existe dans le Haut Zambèze, entre autres, une roche rougeâtre, ferrugineuse, d'aspect très particulier et dont l'origine est quelque peu obscure, mais qui probablement est une dolomie très modifiée par les procédés d'altération et de silicification. Il existe, dans cette formation, des structures

#### PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

orbiculaires, qui paraissent ressembler à celles décrites par E. Polinard (1924-25). Ces structures sont remarquables par leur persistance, et dans le village indigène de Manjaira (entre Calunda et la Rhodésie du Nord), elles apparaissent dans toute l'étendue des affleurements.

Mais la découverte qui offre le plus grand intérêt dans cette région, fut effectuée en 1947 sur la rive gauche de la rivière Niela (affluent de la rivière Macondo). Il s'agit de structures indiscutablement du genre "Collenia," ce qui a permis de confirmer l'existence de la Série des Mines du Katanga dans le Haut Zambèze, déjà admise par les géologues belges qui travaillèrent dans cette région il y a quelques années, sur des bases exclusivement lithologiques, étant donné qu'ils connaissaient les roches correspondantes du Katanga. La roche qui contient ces formes, très fracturée et silicifiée, à l'extrémité d'une zone de charriage, fut sans aucun doute une dolomie, et correspond aux roches siliceuses cellulaires de la Série des Mines du Katanga. Cette même année, fut découverte également dans cette région une roche oolithique si semblable à celle du niveau de Kisantu qu'il est impossible de distinguer les exemplaires de ces deux provenances; l'existence de ce niveau oolithique dans le Haut Zambèze, toujours auprès de schistes noirs charbonneux, a permis d'affirmer que la Série de Mwashya (pratique) du Katanga se trouve représentée ici. Ce fut dans une roche oolithique de cette Série, au Katanga, que A. L. Hacquaert a noté la présence de "Girvanella Roberti." L'existence de la Série de Mwashya, et de la Série des Mines, définie sur bases paléontologiques, a permis de reculer, au point de vue stratigraphique, certaines formations quartzitiques et gréseuses, attribuées anciennement à la Série des Mines, au Roan inférieur.

Le terme "algues" doit être pris, dans ce travail, dans un sens large, incluant les associations symbiotiques avec des bactéries et autres schizomycètes généralement responsables de la précipitation des calcaires, tandis que l'algue, qui, dans de nombreux cas peut, remplir la même fonction, est seulement dans d'autres cas, collecteur de sédiments dont l'agglomération lui est redevable.

Dans un grand nombre de cas observés, non seulement la présence des brèches "edgewise," mais aussi l'abondance de quartz clastique ("sable") et le degré d'impureté des formations calcaires et dolomitiques dans lesquelles se trouvent les structures montrant les caractéristiques générales d'un faciès peu profond d'agitation, selon les cas décrits par Black et d'autres auteurs.

\* \* \* \* \*

La signification de ces découvertes et l'intérêt réel et pratique qu'elles contiennent, soit en offrant déjà quelques références de position sûres, soit en indiquant le chemin futur à suivre dans l'étude comparative de nos systèmes géologiques avec ceux des autres pays de l'Afrique, a motivé l'élaboration de cette note.

#### RÉFÉRENCES

- BABET, V. 1929. *Etude géologique de la zone du chemin de fer Congo-Océan et de la région minière du Niari et du Djoué*. Paris.
- BLACK, M. 1933. The algal sediments of Andros Island, Bahamas. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*. 222B, pp. 165-192.
- CAHEN, L., JAMOTTE, A., LEPERSONNE, J., et MORTELMANS, G. 1946. Aperçu sur la question des algues des séries calcaires anciennes du Congo belge et essai de corrélation. Présentation d'échantillons. *Bull. Soc. Belge Géol.*, 55, pp. 163-192, Bruxelles.
- CHOUBERT, G. 1945. Sur la découverte de *Collenia* dans le Pré-Cambrien de l'Atlas Oriental, *Comptes Rendus somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 182-184.
- DELHAYE, F., et SLUYS, M. 1929. Esquisse géologique du Congo Occidental. Étude du Système Schisto-Calcaire. *Ann. Soc. Géol. Belg., Publ. rel. Congo Belge*. Annexe au tome 47 des Annales, pp. C45-191.
- DIETRICH, W. O. 1933. On alleged algal structures from Central Africa. *Chronique Mines Coloniales*.
- FOURMARIER, P. 1930. Carte géologique du Congo Belge. *Rev. Univ. Mines*, 8e. série, 3, no. 12. Liège.
- FURON, R. 1945. Sur l'extension du Cambrien marin au Sud du Niger. *Comptes Rendus somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 181-182.
- HACQUAERT, A. L. 1933. Voorkomen van fossielen in een oolithisch gesteente van Kisantu. *Nat. Wetens. Tijds.*, 15, no. 6-7.

## VASCONCELOS: ALGUES ANCIENNES, ANGOLA

- JAMOTTE, A. 1944. Note sur la probabilité de l'existence d'algues fossiles de genre *Collenia* dans la Série des Mines du Katanga. *Comité Spécial du Katanga*, pp. 6-8, Elisabethville.
- 1944. Nouvelles observations sur la présence d'organismes du genre *Collenia* dans la Série des Mines. *Comité Spécial du Katanga*, pp. 9-12, Elisabethville.
- 1944. Notes complémentaires sur la stratigraphie de la Série des Mines et sur *Collenia* sp. *Comité Spécial du Katanga*, pp. 22-32, Elisabethville.
- et VANDEN BRANDE, P. 1944. Sur la découverte de *Collenia* sp. dans le Système Schisto-Dolomitique et sur le problème de la Série des Mines du Katanga. *Comité Spécial du Katanga*, pp. 13-21, Elisabethville.
- LAGOTALA, H. 1932-33. La Géologie du Congo Occidental. Essai de parallélisme avec la région Katanga-Rhodésie. *Ann. Soc. Géol. Belg., Publ. rel. Congo Belge*, 41.
- MACGREGOR, A. M. 1940. A Pre-Cambrian Algal Limestone in Southern Rhodesia. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 43, pp. 9-15.
- MENCHIKOFF, N. 1946. Les formations à Stromatolithes dans le Sahara Occidental. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 16, pp. 451-461.
- POLINARD, E. 1924-25. Constitution géologique des régions de la Bushimaie et de la Lulua aux confins de la Province du Congo-Kasai et du Katanga. *Ann. Soc. Géol. Belg., Publ. rel. Congo Belge*, 48, pp. C41-123.
- ROBERT, M. 1940. Contribution à la Géologie du Katanga. Le Système du Kundelungu et le Système Schisto-Dolomitique. Op. 8. Comité spécial du Katanga. *Mém. Inst. Roy. Col. Belge*, 6, pp. 1-34.
- SALÉE, A. 1932. In Proceedings of the first meeting of African Geological Surveys, at Kigoma, 1931. Louvain.
- SCHUSTER, J. 1933. On the problematic Pre-Cambrian *Collenia* in South Equatorial Africa, regarded as a reef-building alga which secretes lime. *Chronique Mines Coloniales*.
- SCHWELLNUS, C.M., and LE ROEX, H. D. 1944. Columnar, Conical and other growths in the Dolomites of the Otavi System, S.W. Africa. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 47, pp. 93-104.
- SLUYS, M. 1945. La Géologie de l'Ituri. Le Groupe de la Lindi. *Bull. Serv. Géol. Congo belge et Ruanda-Urundi*, no. 1, pp. 95-182.
- VASCONCELOS, P. 1945, 48. Compte Rendu de la Réunion Géologique de Léopoldville, Décembre 1945. *Bull. Serv. Géol. Congo belge et Ruanda Urundi*, no. 1, pp. 7-25, 1945, Léopoldville. Boletim no. 1 *Serviço de Geologia e Minas de Angola, Luanda*, 1948.
- 1946. Jazigos do Bembe et Mavoro, Reconhecimento Geologico.
- YOUNG, R. B. 1933. Conditions of deposition of the Dolomite Series. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 36, pp. 121-135.
- 1934. A comparison of certain stromatolitic rocks in the Dolomite Series of South Africa, with modern algal sediments in the Bahamas. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 37, pp. 158-162.
- 1934. Alterations effected by solutions in the limestones of the Dolomite Series. *Trans. Geol. Soc. S. Africa*, 37, pp. 163-169.

## LA GÉOLOGIE DES SYSTÈMES ANCIENS DANS LE NORD-OUEST DE L'ANGOLA CONGO OCCIDENTAL

Par P. VASCONCELOS

Angola

RÉSUMÉ

Bien que n'étant pas attaché à un service régulier de cartographie géologique, l'auteur a profité de l'opportunité que lui offrait l'étude des dépôts cuprifères de Bembe et Mavoio dont il était chargé, pour tenter une équivalence de détail entre les différents étages du Système du Congo Occidental au Congo portugais (Système du Bembe) avec leurs correspondants au Congo belge et en Afrique équatoriale française. Les premiers résultats ont été présentés à la Réunion Géologique de Léopoldville en Décembre 1945, et en conséquence, bien que deux étages n'aient pas encore été observés avec certitude en Angola, on a des raisons d'admettre que le Système répète remarquablement la succession observée au Congo belge et en A.E.F. Pour le Système du Haut Shiloango, deux étages—Sekelolo et Bembizi—sont certainement représentés, tandis que deux autres—Mouyonzi et Bamba—paraissent très probablement être présents, surtout le dernier. Le Système du Mayumbe, métamorphique, doit encore, pendant quelque temps, être considéré comme faisant partie du Complexe de Base dans la partie méridionale du Congo portugais; au Nord, deux étages ont été observés aux cours d'une rencontre, à la frontière, avec le Géologue belge, Mr. L. Cahen.



# LA GÉOLOGIE GÉNÉRALE DU HAUT ZAMBÈZE

Par P. VASCONCELOS

Angola

RÉSUMÉ

Des travaux de reconnaissance géologique sont en progrès depuis 1944 dans le Haut Zambèze, près de la frontière Est de l'Angola. Dans cette région on trouve le prolongement de l'arc plissé du Katanga, lequel, pénéplané et couvert de dépôts superficiels, présente de grandes difficultés d'étude. Dans l'état actuel des connaissances, on considère les Systèmes Katanga-Nord Rhodésien comme représentés dans le Haut Zambèze; certains termes n'ont pas encore été trouvés, mais l'auteur admet la possibilité de leur existence, cachés sous les dépôts superficiels, et encore sous la tillite du Kundelungu inférieur. La découverte de structures stromatolithiques et d'autres, a permis de préciser les équivalences stratigraphiques avec le Katanga; pour les horizons essentiellement grés-quartzitiques il subsiste encore un certain doute quant à l'établissement de coupures nettes; toutefois, bien qu'admettant la nécessité de futurs ajustements dans les limites établies dans l'échelle stratigraphique, par exemple entre Kibara et Roan inférieur et entre Roan inférieur et supérieur, on considère la succession présentée comme une base définitive, pour les travaux de détail futurs. En ce qui concerne le Kundelungu, seule une partie du Kundelungu inférieur est représentée dans la région étudiée. Toutes les roches de l'alignement éruptif de Calunda, ont été reclassées comme des trachiandésites et leur âge a été reculé vers le Roan. Quant aux granites, dans l'intérieur du géosynclinal, on les considère comme partie d'un complexe granito-gneissique-dioritique, d'âge post-Kibara.

## DÉLIMITATION GÉO-ÉLECTRIQUE DU PREMIER PIPE DE KIMBERLITE DÉCOUVERT DANS LES CHAMPS DIAMANTIFÈRES DU KASAÏ (CONGO BELGE)

Par I. de MAGNÉE

Belgium

RÉSUMÉ

(See also Part V for the full text of this paper.)

Les alluvions et éluvions de Bakwanga, au Kasaï Oriental, fournissent environ 75% de la production mondiale de diamant industriel.

Fin 1946, une mission de prospection géophysique ("Centre belge d'études de prospection géophysique") eut la bonne fortune d'y constater l'existence de "yellow-ground" kimberlitique caché sous un épais recouvrement sableux.

La situation géographique de cette découverte indiquait que la kimberlite en question était la source du diamant exploité dans les éluvions environnantes.

La kimberlite décomposée est encaissée dans les calcaires horizontaux du Système de la Bushimaie (Précambrien). Des sondages électriques indiquèrent que les calcaires étaient caractérisés par une résistivité électrique plus élevée que celle du yellow-ground.

Une série de profils de résistivité, à directions croisées, mirent en évidence une zone à basse résistivité de forme ovale, couvrant environ 15 hectares. Cette zone fut considérée comme représentant l'extension d'un pipe de kimberlite.

Dans la suite furent creusés des puits de vérification, de part et d'autre des limites assignées à la kimberlite. La correspondance avec l'interprétation géophysique s'est révélée satisfaisante.

## **South Africa**

### **GEOLOGICAL RESULTS OF GEOPHYSICAL PROSPECTING IN THE DISCOVERY OF THE ODENDAALSRUST GOLDFIELDS IN THE ORANGE FREE STATE OF THE UNION OF SOUTH AFRICA**

**By A. FROST and O. WEISS**

**South Africa**

**ABSTRACT**

**(See also Part V)**

The discovery of the new goldfields of the Orange Free State was the outcome of systematic geophysical prospecting which led to drilling on the farm St. Helena near the village of Odendaalsrust. The first diamond drill hole was located on a gravity anomaly determined by torsion balance measurements. This hole intersected Witwatersrand Quartzites at the shallow depth of about 900 feet. Encouraged by this result intensive geophysical work and drilling commenced in the surrounding areas. Over 300 deep diamond drill holes have now been completed of the average depth of about 5,000 feet each, resulting in discoveries of gold-bearing conglomerates and carbon reefs with possibilities for the establishment of about eleven new important gold mines.

The possibilities and limitations of the geophysical prospecting methods are reviewed in the light of the geological results.

### **GEOLOGICAL RESULTS OF GEOPHYSICAL PROSPECTING FOR WATER ON THE NEW GOLDFIELDS OF THE ORANGE FREE STATE OF THE UNION OF SOUTH AFRICA**

**By O. WEISS and A. FROST**

**Union of South Africa**

**ABSTRACT**

**(See also Part V for the full text of this paper.)**

With the commencement of mining operations, the immediate requirements for water had to be met from local underground water supplies in an area where water has always been scarce. Electrical and magnetic measurements were carried out for the mapping of younger dyke systems and for the selection of borehole sites. The geological results of the subsequent drilling of shallow water boreholes are described, together with the geophysical results.

# Madagascar

## NOTE SUR LE MASSIF CRISTALLIN ANCIEN DE MADAGASCAR

Par H. BESAIRIE

Madagascar

### RÉSUMÉ

Une nouvelle classification est proposée pour le massif cristallin ancien. À la base se trouve le système Androyen, formé de paragneiss dominants, affectés par un métamorphisme variable, généralement fortement migmatisés. Plusieurs groupes peuvent y être séparés. Cet ensemble est traversé par de nombreuses venues éruptives, surtout granitiques constituant le Système Anosyen. On distingue principalement un granite massif dit Esirien, toujours associé à des roches à faciès malgachitiques analogues aux charnockites et un granite laccolitique, dit Kalambatréen. Au-dessus de ce complexe pré-Cambrien, vient en discordance, une série des Cipolins, rattachée au Cambrien, puis également en discordance, la série des schistes et quartzites où une écaille de Lepidodendrée donne un âge dévonien. Ces formations paléozoïques sont traversées par un nouveau granite dit Andringitréen.

**L**A classification actuellement proposée pour le massif cristallin de Madagascar s'établit ainsi qu'il suit pour les formations les plus importantes:

- (6) Pegmatites.
- (5) Granite Andringitréen.
- (4) Série des Schistes et Quartzites (Dévonien).
- (3) Série des Cipolins.
- (2) Système Anosyen: granites et orthogneiss.
- (1) Système Androyen: paragneiss dominants.

### I. SYSTÈME ANDROYEN

Le système Androyen (Androy, Extrême Sud) est essentiellement paragneissique. Dans ce vaste ensemble, l'existence de discordances est probable. Elles n'ont pas encore pu être précisées d'une manière suffisamment générale pour intervenir dans la systématique. Le système présente plusieurs faciès correspondant aux diverses zones de métamorphisme. On distingue surtout: (a) un faciès profond, gneissique, caractérisé par un aspect rubané et non schisteux; (b) un faciès intermédiaire de gneiss caractérisé, non plus par un rubanement, mais par une schistosité très nette; (c) un faciès plus élevé de micaschistes à biotite, rarement à muscovite, d'amphiboloschistes, puis de schistes divers (chloritoschistes, talcschistes, etc. . . ).

Les faciès profonds occupent la quasi totalité du Sud de Madagascar; ils reparaissent sporadiquement dans le Centre et le Nord.

Dans le Sud, l'Androyen profond, à faciès rubané, a pu être divisé en plusieurs groupes, définis par leurs caractères pétrographiques et des considérations zonéographiques, mais sans qu'il soit possible d'établir une succession chronologique. Les groupes s'échelonnent de l'Est à l'Ouest.

*Groupe de Vondrozo.*—Encore mal défini, caractérisé à l'encontre de tous les autres groupes par la fréquence de vieux orthogneiss. Il contient des minerais de fer, fer manganésifère, fer chromé.

*Groupe de Fort-Dauphin.*—Leptynites, kinzigites, gneiss, abondance de grenat, cordiérite, spinelle. Minéralisation très pauvre.



*Groupe de Tranomaro.*—Paragneiss calciques et magnésiens, plagioclasites, pyroxénites à phlogopite, wollastonites, cipolins, leptynites, gneiss à pyroxène. Il faut y signaler l'extraordinaire abondance des wernéritites. Les minéraux cardinaux sont: grenat, cordiérite, diopside, wernérite, spinelle. Le groupe est économiquement riche en phlogopite.

*Groupe d'Ampanrandava.*—Leptynites et gneiss, pyroxénites à phlogopite. Grenat, sillimanite. Le groupe prend un très large développement dans le Centre Sud avec des gneiss à sillimanite et une curieuse série de plagioclasites: sakénites, pyroxénites, grenatites. Richement minéralisé en phlogopite et accessoirement en magnétite et fer titané.

*Groupe d'Ampanihy.*—Leptynites et gneiss. Extraordinaire abondance du graphite. Le grenat est commun et exploité. Graphite, or, manganèse, titane.

*Groupe du Vohibory.*—Gneiss amphiboliques, amphibolites, leptynites, cipolins. Riche en grenat. Minéralisé en cuivre avec chrysotile, asbeste amphibolique, corindon.

Dans le Centre, le facies dominant de l'Androyen est gneissico-schisteux et micaschisteux avec des paragneiss très lités passant aux micaschistes. Les minéraux cardinaux sont: biotite, amphibole et beaucoup plus rarement: diopside, grenat, sillimanite, cordiérite. De larges zones de micaschistes à graphite permettent d'établir un rattachement avec le groupe d'Ampanihy. La minéralisation présente: graphite, or, titane, cuivre, plomb, zinc, magnétite avec comme minéraux économiques: corindon, zircon, grenat, disthène. Un facies peu développé est représenté par des chloritoschistes et talcschistes renfermant parfois de l'asbeste trémolite.

Dans les régions récemment étudiées du Centre, on peut citer l'ensemble de l'Observatoire dont le type est pris à Tananarive, comprenant des gneiss à pyroxène ou cordiérite à la base, des micaschistes feldspathisés à grenat, sillimanite, graphite, des lentilles de quartzites et de cipolins. Les micaschistes feldspathisés ont une très vaste extension; ils passent souvent à des gneiss schisteux à amphibole. Les produits économiques sont l'or, le graphite, l'asbeste amphibolique.

Montant vers le Nord, le facies est encore gneissicoschisteux et micaschisteux mais le graphite et les minéraux calciques et alumineux disparaissent. Le complexe lité de Maevatanana (micaschistes feldspathisés, amphibolites) prolonge l'ensemble de l'Observatoire. Plus au Nord encore, on retrouve des paragneiss rubanés, calciques et magnésiens, tout à fait semblables aux facies profonds de l'Androyen du Sud, puis la pointe du socle se termine par une dominance de gneiss lités et de micaschistes. La minéralisation comprend l'or, avec l'amiante (Maevatanana, Tsaratanana, Côte Est) et le cuivre dans le Nord-Est.

A. Lenoble a séparé, sous le nom de *Série de Vohimena*, un ensemble gneissico-micaschisteux caractérisé par sa faible épaisseur et sa position discordante sur les gneiss profonds. Il me paraît que cette série doit, au moins provisoirement, être rattachée à l'Androyen dont elle constituerait un terme de mésométamorphisme.

Tout le système Androyen est fortement attaqué par la migmatitisation. Dans les facies gneissiques dominant les injections de style artéritique, lit par lit, avec veinules pegmatitiques, mais aussi banc par banc. Des lits feldspathiques d'injections, parallèles, avec grenat et cordiérite, permettent de parler de vénites. Les facies d'embranchés ocellés se rencontrent assez fréquemment. Les migmatites profondes, anatexites et nébulites sont rares et de caractère très local. Dans les facies schisteux, l'injection lit par lit et aussi l'imprégnation sont la règle. Elles transforment les micaschistes en gneiss mais sans masquer la trame originelle et en conservant la schistosité.

## II. SYSTÈME ANOSYEN

Ce système (Anosy, Extrême Sud), comprend essentiellement les granites anciens et les orthogneiss qui en dérivent. On peut séparer deux ensembles:

*Les granites de type Esirien* (Esira, Androy), monzonitiques, forment de gros massifs d'apparence batholitique: Ils sont caractérisés par leur association avec la série des roches à facies malgachitiques qui ressemblent si étroitement aux charnockites. Ces roches que nous désignons sous le nom de

## PART XIV: SERVICES GÉOLOGIQUES AFRICAINS

*malgachites* forment, soit des massifs individualisés, soit des enclaves d'apparence ennallogène au sein du granite. Le granite renferme en outre de nombreuses enclaves de paragneiss et, surtout dans l'Extrême Sud, il est parfois riche en grenat et cordiérite. Ces roches ne paraissent pas apporter d'intéressantes minéralisations. On ne peut guère leur rattacher que quelques rares venues de pyrite à molybdénite. Elles ont eu, par contre, une action créatrice de phlogopite dans les parapyroxénites.

Les granites du type *Kalambatréen* (Kalambatitra, Est de Betroka), sont d'allure laccolitique et généralement injectés dans la schistosité des gneiss où ils forment des bandes allongées. Ils ne sont jamais associés aux malgachites. Ces granites ont une composition plus variée. Les plus communs sont monzonitiques mais on y trouve aussi des types akéritiques, des diorites quartziques, des monzonites. L'action minéralisatrice est importante dans la formation de la phlogopite et de ses satellites et aussi dans des venues aurifères.

Bien séparée dans le Sud, la distinction entre ces deux séries éruptives ne peut encore être bien précisée dans le reste de l'île.

On peut rattacher à l'Anosyen des venues basiques, gabbros et norites avec orthogneiss dérivés, orthoamphibolites et orthopyroxénites. Ces venues basiques présentent des facies de variation mélanocrates avec minéralisation de fer titané et de magnétite. Il faut citer aussi des péridotites serpentinisées à nickel et chrysotile.

A côté de toutes ces roches de caractère calco-alkalin, il existe une série beaucoup plus réduite de roches alcalines et hyperalcalines, granites à aegyrine et riebeckite, syénites potassiques ou néphéliniques, passant souvent à des orthogneiss.

Tous les granites possèdent une foliation quasi généralisée. Les roches du système Anosyen ont subi des déformations plus ou moins poussées, souvent accompagnées de recristallisation et elles passent fréquemment à des orthogneiss. Dans l'état actuel de nos connaissances, on peut, dans quelques cas, reconnaître l'origine primitive des granites. Les granites à grenat, à cordiérite, sont manifestement des granites d'anatexie résultant de la granitisation de paragneiss. Mais ce granite d'anatexie lui-même, par déformation et recristallisation, peut, à nouveau, être transformé en orthogneiss. On en voit la preuve, en particulier, dans l'ortho-leptynite à grenat d'Andrahomana (Extrême Sud) qui a une composition chimique de granite monzonitique. Les malgachites, par leur structure grenue ou rubanée, la présence de grenat, représentent peut-être des formes profondes d'anatexie qui expliqueraient le caractère de ces curieuses roches, intermédiaires entre les roches éruptives et les schistes cristallins.

Par contre, les granites kalambatréens présentent, par leur mode de gisement, une indubitable origine orthomagmatique. Il faut noter cependant un certain caractère migmatitique, car on y rencontre parfois des enclaves résiduelles de paragneiss, à contours nets.

A Madagascar, un phénomène extrêmement important est la déformation tardive de tous les granites du socle, avec une recristallisation fréquente conduisant à des gneiss.

### III. SÉRIE DES CIPOLINS

A. Lenoble a individualisé, dans le Centre de l'île, une Série des Cipolins, discordante sur le vieux socle. Je rattache à cette série les gros affleurements de cipolins de la région Sakoa-Ampanihy.

### IV. SÉRIE DES SCHISTES ET QUARTZITES

Discordante sur le socle et sur les cipolins, cette série est bien connue au Centre et au Nord avec des facies peu métamorphiques. Je lui rapporte quelques affleurements du Sud, discordants sur l'Androyen (Befotaka, Ankotika), montrant des quartzites, parfois à sillimanite ou à muscovite, des amphibolites, des amphiboloschistes, des micaschistes. La minéralisation de la série comprend l'or, le rutile avec le cristal de roche.

V. GRANITES ANDRINGITRÉENS

Ces granites dont le type est pris dans le massif de l'Andringitra sont orthomagmatiques, monzoniques, souvent amphiboliques, et caractérisés par une couleur rose et des déformations moins accusées que dans les granites plus anciens. Ils passent rarement à des orthogneiss. Ils traversent et métamorphosent toutes les formations, y compris la Série des Schistes et Quartzites. Ce sont ces granites qui paraissent avoir l'action minéralisatrice la plus prononcée: contacts et veines cuprifères, aurifères, titanifères.

VI. PEGMATITES

Les pegmatites jouent un rôle très important à Madagascar avec leurs riches minéraux. On n'envisage ici que les pegmatites récentes, non déformées, post-tectoniques. Il est inutile d'en citer les diverses catégories, bien connues depuis les travaux de A. Lacroix.

STRATIGRAPHIE

Les systèmes Androyen et Anosyen sont rattachés au Précambrien par comparaison avec les régions voisines. La première discordance essentielle et générale est celle de la base de la Série des Cipolins. On peut de ce fait, y voir la limite inférieure du Cambrien. La seconde discordance majeure est celle de la Série des Schistes et Quartzites bien datée du Dévonien par l'échelle de Lépidodendrée trouvée par A. Lenoble dans les schistes d'Ambatofinandrahana. Cette forme, jointe à l'existence assez fréquente de ripplemarks permet d'attribuer à la série une origine continentale. Les granites andringitréens sont post-Dévonien. La tillite de base du Karroo monoclinale et non plissée, discordante sur la socle, n'est traversée par aucune roche intrusive ancienne non plus que par aucune pegmatite.

TECTONIQUE

Les plissements du socle présentent des intensités diverses et une direction oscillant légèrement autour du méridien avec une fréquence plus grande suivant une ligne parallèle au tracé de la côte orientale. Des accidents qu'il serait trop long d'énumérer ici perturbent parfois cette régularité. Les facies profonds de l'Androyen montrent une structure isoclinale avec des plis courts et serrés, fortement inclinés, dans l'axe desquels le granite s'injecte fréquemment. Assez rarement ces zones profondes montrent une schistosité horizontale ou peu inclinée. Les facies schisteux et micaschisteux sont généralement beaucoup moins inclinés et souvent mollement ondulés.

Il paraît possible d'individualiser dans le socle des zones généralement méridiennes, mécaniquement déformées et passant à des mylonites. Ce sont vraisemblablement ces zones qui ont joué ultérieurement pour donner les fractures déterminant les falaises de la côte orientale, du Bongolava, et les effondrements des lacs néogènes et actuels de Ranotsara, d'Antsirabe, de l'Alaotra.

RÉFÉRENCES

- BESAIRIE, H. 1946. La géologie de Madagascar en 1946. *Ann. Géol. Serv. Mines de Madagascar*, fasc. 12, pp. 1-27, Tananarive.
- 1947. *Carte géologique de l'Extrême Sud au 1/500.000*. Tananarive.
- 1947. *Carte géologique du Sud-Sud-Est au 1/500.000*. Tananarive.
- LACROIX, A. 1921-23. *Minéralogie de Madagascar*. Paris.
- LENOBLE, A. 1935. Constitution et structure du pays Betsileo. *Ann. Géol. Serv. Mines de Madagascar*, fasc. 5, pp. 47-78, Tananarive.
- 1940. Études sur la géologie de Madagascar. Note II: Les caractères stratigraphiques et lithologiques des séries pré-Karroo à Madagascar. *Mémoires de l'Académie Malgache*, fasc. 32. Tananarive.







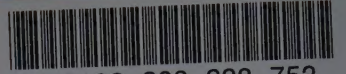






## DATE DUE

[illegible]



3 8198 309 338 752  
THE UNIVERSITY OF ILLINOIS AT CHICAGO



## LIST OF THE PARTS OF THE REPORT OF THE EIGHTEENTH SESSION

- PART I. General Proceedings of the Session.
- PART II. Proceedings of Section A: Problems of Geochemistry.
- PART III. Proceedings of Section B: Metasomatic Processes in Metamorphism.
- PART IV. Proceedings of Section C: Rhythm in Sedimentation.
- PART V. Proceedings of Section D: The Geological Results of Applied Geophysics.
- PART VI. Proceedings of Section E: The Geology of Petroleum.
- PART VII. Symposium and Proceedings of Section F: The Geology, Paragenesis and Reserves of the Ores of Lead and Zinc.
- PART VIII. Proceedings of Section G: The Geology of Sea and Ocean Floors.
- PART IX. Proceedings of Section H: The Pliocene-Pleistocene Boundary.
- PART X. Proceedings of Section J: Faunal and Floral Facies and Zonal Correlation.
- PART XI. Proceedings of Section K: The Correlation of Continental Vertebrate-bearing Rocks.
- PART XII. Proceedings of Section L: Earth Movements and Organic Evolution.
- PART XIII. Proceedings of Section M: Other Subjects.  
(Also including meetings on the Geology and Mineralogy of Clays).
- PART XIV. Proceedings of the Association des Services géologiques africains.
- PART XV. Proceedings of the International Paleontological Union.